



Sources et transports d'humidité pour les évènements de pluies intenses en région méditerranéenne : caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges

Fanny Duffourg

► **To cite this version:**

Fanny Duffourg. Sources et transports d'humidité pour les évènements de pluies intenses en région méditerranéenne : caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT : . tel-00589055

HAL Id: tel-00589055

<https://theses.hal.science/tel-00589055>

Submitted on 27 Apr 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Physique de l'atmosphère - assimilation de données

Présentée et soutenue par :

Fanny DUFFOURG

le : vendredi 17 décembre 2010

Titre :

Sources et transports d'humidité pour les événements de
pluies intenses en région méditerranéenne :
caractérisation et assimilation à mésoéchelle de
radiances satellitaires infrarouges

JURY

M. Frank Roux	Président	M. Jean-Noël Thépaut	Examinateur
M. Vincent Cassé	Rapporteur	Mme Véronique Ducrocq	Directrice de thèse
M. Andrea Buzzi	Rapporteur	Mme Nadia Fourrié	Co-directrice de thèse
M. Philippe Courtier	Examineur	M Vincent Guidard	Invité
M. Cyrille Flamant	Examineur	Mme Geneviève Jaubert	Invitée

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CNRM / GAME, Météo-France / CNRS

Directeur(s) de Thèse :

Mme Véronique Ducrocq
Mme Nadia Fourrié

Rapporteurs :

M. Vincent Cassé
M. Andrea Buzzi

Remerciements

Je suis arrivée à Météo-France avec le noble rêve de comprendre enfin tous ces phénomènes météorologiques qui font notre quotidien. Cette thèse, réalisée dans le cadre d'une FCPLR (Formation Complémentaire Par La Recherche) à l'issue de la formation à l'ENM (École Nationale de la Météorologie), m'a offert l'opportunité de satisfaire pleinement à cette curiosité. Le thème principal de ce travail, les pluies intenses en région méditerranéenne, a été particulièrement motivant pour moi, qui ai grandi à Montpellier et ai eu l'occasion de vivre ces caprices du temps d'assez près. Je souhaite ici remercier tous ceux qui m'ont permis de me réaliser dans ce travail passionnant.

En premier lieu, je voudrais remercier de tout cœur Véronique, ma directrice de thèse. Merci, tout d'abord, de m'avoir offert la possibilité de faire cette thèse. Merci ensuite pour ton expertise et tes précieux conseils qui m'ont guidée tout au long de ces trois années. Je te suis également particulièrement reconnaissante pour ta disponibilité, à tout moment, malgré ton emploi du temps pour le moins chargé.

Je souhaite ensuite remercier Nadia, ma co-directrice de thèse. Après l'encadrement de mon stage de fin d'études, tu as re-signé avec enthousiasme pour trois années supplémentaires. Je t'en remercie vivement. Ton aide et tes conseils ont permis d'améliorer considérablement la qualité de ce travail. Merci aussi à toi, Vincent qui as si bien su prendre au vol le relais de l'encadrement de Nadia et as ensuite persévéré jusqu'au bout sans jamais faire défaut. Merci pour ton soutien et tes encouragements.

Merci enfin au quatrième membre de cette équipe d'encadrement, Geneviève, aujourd'hui partie à la retraite. Je souhaite te dire ici un merci tout particulier puisque c'est en partie grâce à toi que je suis allée vers cette thèse, à la suite du stage de fin d'études que tu avais proposé. Ta rigueur scientifique et ta détermination ont été inestimables pour la réalisation de ce travail.

Je voudrais également remercier les nombreuses personnes qui m'ont aidée plus ponctuellement dans mon travail de thèse. Il s'agit notamment de Lydie Lavanant et Pascal Brunel du CMS (Centre de Météorologie Spatiale) de Météo-France à Lannion. Votre aide sur les produits satellitaires et le calcul des jacobiens m'a été très précieuse. Il s'agit aussi de Thierry Phulpin et Eric Péquignot du CNES (Centre National d'Études Spatiales) qui m'ont fourni des renseignements très utiles sur les caractéristiques des données IASI. Il s'agit ensuite de Pierre Brousseau qui m'a donné de nombreuses informations sur AROME et son système d'assimilation. Il s'agit également de Gaëlle Tanguy, Jeanine Payart et Christine Lac de l'équipe Mésos-NH. J'ai souvent sollicité votre aide et vous avez toujours répondu présentes pour débloquer mes soucis, petits et parfois moins petits, avec le modèle Mésos-NH. Il s'agit enfin de l'ensemble des personnes de l'équipe MICADO, qui m'ont toutes, à un moment ou à un autre, apporté une aide précieuse : Émilie qui m'a

fait bénéficier de son expérience sur les rétro-trajectoires, Anne-Lise dont les simulations numériques ont été un excellent point de départ, Olivier et sa connaissance approfondie des secrets de Latex et des outils de traitement graphique, Olivier et Didier qui m'ont fait part de leurs connaissances et de leurs travaux sur les systèmes fortement précipitants, Laurent qui m'a souvent aidée avec mes problèmes en informatique, ...

Je tiens ensuite à remercier Vincent Cassé et Andrea Buzzi d'avoir accepté le rôle de rapporteurs de cette thèse. Merci aussi à Philippe Courtier d'en avoir été le parrain scientifique. Merci enfin à tous les autres membres du jury, Frank Roux, Jean-Noël Thépaut et Cyrille Flamant, d'avoir accepté de venir assister à ma soutenance et d'apporter leurs critiques à mon travail.

Enfin, parce que ces trois années de thèse ont aussi été épanouissantes sur le plan personnel, je voudrais remercier tous ceux que j'ai côtoyés quotidiennement ou plus occasionnellement. Merci à l'ensemble des membres de l'équipe MICADO, ceux qui y restent comme ceux qui en sont partis, ainsi que les collègues de l'équipe Méso-NH que nous avons adoptés : Anne-Lise dont j'ai partagé le bureau pendant deux années, Émilie, Béatrice, Xin, Stéphanie, Cindy, Céline de S.-A., Céline S., Olivier C., Olivier N., Laurent, Didier, Benoît, Mathieu, Franck, Sébastien, Ludovic, Raphaël, Constantin, Claude. Merci à vous tous pour votre accueil, votre sympathie, vos conversations passionnées des repas du midi et vos talents culinaires maintes fois éprouvés lors des pauses cafés. Merci aussi à Aurélie, Thomas, Rémi, Yann et Thibault pour les bons moments passés en conférence.

Merci aussi à Régine et à Jean pour votre aide administrative.

Enfin, sur un plan plus personnel, je tiens aussi à remercier mes parents. Vous m'avez toujours fait confiance et n'avez jamais cessé de me soutenir durant mes nombreuses années d'études jusqu'à cet aboutissement. C'est aussi grâce à vous que je suis arrivée jusque là. Pour terminer, je réserve mes plus profonds remerciements à David. Ta présence infaillible à mes côtés et ton soutien inconditionnel sont les deux piliers qui m'ont permis de toujours avancer durant ces trois années. Tu as redoublé d'attention pour me faciliter la vie dans les moments les plus difficiles. Mille mercis.

Résumé

Ce travail de thèse vise à progresser dans la compréhension et la prévision des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne. Cet objectif a été poursuivi sous deux angles.

Nous avons tout d'abord documenté les propriétés de l'alimentation en vapeur d'eau des systèmes fortement précipitants méditerranéens en identifiant son origine et les caractéristiques de son transport à l'aide de simulations de mésoéchelle. Sur un ensemble de 10 épisodes, diverses sources d'humidité ont été identifiées et leur contribution respective caractérisée. Les trajectoires privilégiées du transport d'humidité depuis les sources extérieures lointaines et au-dessus de la Méditerranée ont été déterminées.

Nous avons ensuite cherché à améliorer la description de l'humidité dans les modèles de prévision numérique du temps à échelle convective en proposant de nouveaux opérateurs d'observation plus réalistes pour l'assimilation des radiances satellitaires infrarouges. Cela a permis d'améliorer la simulation des équivalents-modèle de ces mesures dans la bande spectrale vapeur d'eau en filtrant les gradients d'humidité de fine échelle.

Abstract

This PhD work aimed at improving the understanding and forecasting of Mediterranean Heavy Precipitating Events (HPEs). This purpose was pursued focusing on two main issues.

Firstly, we addressed the question of the origin and transport of the moisture feeding the heavy precipitating systems. Based on a set of 10 HPEs, several moisture sources were identified and their contribution was characterized. The main trajectories of the moisture transport from these remote sources and over the Mediterranean Sea were determined.

The second issue investigated in this work is about the improvement of the description in convective-scale numerical weather prediction models of the moisture supply to HPEs. More realistic observation operators were designed for the assimilation of infrared satellite radiances. They improved the simulation of model-equivalent radiances in the water vapor spectral band by filtering out the fine-scale humidity gradients having a smaller size than the observation resolution.

Table des matières

Introduction	1
I Sources et transports d’humidité associés aux évènements méditerranéens de pluies intenses	7
1 État de l’art : Contexte météorologique et mécanismes	9
1.1 Les systèmes précipitants méditerranéens de grande échelle	10
1.1.1 Les systèmes précipitants persistants de grande échelle	10
1.1.2 Contexte synoptique favorable	11
1.1.3 Impact de l’orographie	13
1.2 Les systèmes convectifs de mésoéchelle en région méditerranéenne	13
1.2.1 Les systèmes convectifs de mésoéchelle	13
1.2.2 Contexte synoptique favorable	17
1.2.3 Ingrédients météorologiques à mésoéchelle	18
1.2.4 Mécanismes de soulèvement	19
1.3 Origine de l’humidité alimentant les systèmes fortement précipitants méditerranéens	22
1.3.1 Méthodes d’analyse	23
1.3.2 Résultats des études précédentes sur des systèmes méditerranéens particuliers	24
1.4 Conclusion	25
2 Méthodologie	27
2.1 Stratégie de l’étude	27
2.1.1 Simulations numériques multi-échelles	28
2.1.2 Analyse lagrangienne	28
2.1.3 Bilans en eau	30
2.2 Le modèle de recherche Méso-NH	30
2.3 Définition des simulations	32
2.3.1 Domaines	32
2.3.2 Conditions initiales et aux limites	33
2.4 Sélection des cas d’étude	34
2.5 Les outils diagnostiques	35
2.5.1 Paramètres diagnostiques de la convection	35
2.5.2 Trajectoires lagrangiennes	37
2.5.3 Bilans en eau	38

3	Caractérisation de l’approvisionnement en vapeur d’eau des systèmes fortement précipitants	41
3.1	Résumé de l’article : Origine de l’humidité alimentant les systèmes fortement précipitants sur le Sud-Est de la France	41
3.2	Article : Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France	43
3.3	Apport en humidité de la Méditerranée	61
4	Évaluation de la contribution respective des différentes sources de vapeur d’eau	69
4.1	Définition des domaines de calcul des bilans en eau	69
4.2	Validation des bilan en eau	71
4.3	Analyse des différents termes	73
4.3.1	Analyse des flux horizontaux de vapeur d’eau et d’hydrométéores	74
4.3.2	Comparaison des flux horizontaux de vapeur d’eau et d’hydrométéores et du flux d’évaporation	77
4.3.3	Analyse du flux d’évaporation	78
4.3.4	Analyse du terme de stockage	79
4.3.5	Conclusion	80
5	Conclusions	81
II	Vers de meilleures analyses à mésoéchelle sur la Méditerranée	85
6	Le sondage satellitaire infrarouge	87
6.1	Les satellites météorologiques défilants	87
6.2	Les sondeurs infrarouges	90
6.2.1	L’instrument AIRS	90
6.2.2	L’instrument IASI	92
6.3	Géométrie des mesures par sondage satellitaire	93
6.4	Interprétation des mesures de sondage satellitaire	95
6.4.1	La transmission du rayonnement dans l’atmosphère terrestre	95
6.4.2	L’équation du transfert radiatif	97
6.5	Conclusion	98
7	Assimilation de radiances satellitaires	101
7.1	Assimilation de données : principe et notations	101
7.2	La formulation variationnelle	102
7.3	L’approche incrémentale de l’analyse variationnelle	103
7.4	L’analyse variationnelle tri-dimensionnelle : le 3D-Var	104
7.5	Assimilation variationnelle des radiances satellitaires	105
8	Le système d’assimilation-prévision AROME	107
8.1	Le modèle AROME	108
8.2	Le 3D-Var AROME	109

8.2.1	Le cycle d'assimilation rapide	109
8.2.2	Les observations assimilées	110
8.2.3	La matrice de covariance d'erreur d'ébauche	110
8.2.4	La matrice de covariance d'erreur d'observation	111
8.2.5	L'opérateur d'observation pour les mesures satellitaires	111
8.3	Assimilation des radiances satellitaires dans AROME	113
8.3.1	Élimination des canaux non-assimilables	113
8.3.2	Correction de biais de l'innovation	114
8.3.3	Contrôle de qualité	115
8.3.4	Détection nuageuse	115
8.3.5	Écrémage spatial	116
8.4	Conclusion	116
9	Impact de l'opérateur d'observation sur la simulation à fine échelle de pseudo-observations satellitaires infrarouges	119
9.1	Article : Simulation of satellite infrared radiances for convective-scale data assimilation over the Mediterranean	119
9.2	Résumé de l'article et conclusions	135
	Conclusions et perspectives	139
	Références	143
	Annexes	151
A	Carte du bassin méditerranéen	151
B	Liste des canaux IASI et AIRS	153
B.1	Canaux IASI	154
B.2	Canaux AIRS	161
	Liste des variables	167
	Glossaire	171
	Liste des figures	175
	Liste des tableaux	177

Introduction

La Méditerranée, une région soumise aux pluies intenses et aux crues rapides

La Méditerranée est une région du globe qui, du fait de sa situation géographique et de son relief particulier (cf. carte figure A.1 présentée en annexe A, page 151), bénéficie d'un climat bien spécifique, à la frontière entre les climats de moyennes latitudes et sub-tropicaux. Fortement influencé par la mer, le climat méditerranéen est protégé de l'empreinte de l'Atlantique et des plus hautes latitudes par le relief de la région. Ce climat est caractérisé par une forte variabilité avec de longues périodes de sécheresse en été et des hivers plus humides associés à des précipitations peu fréquentes mais intenses, notamment en inter-saison. Les phénomènes météorologiques extrêmes y sont importants. Sécheresse, vents violents, pluies intenses et crues rapides font régulièrement de lourds dégâts matériels et parfois humains.

Le Sud-Est de la France est ainsi concerné plusieurs fois par an par des précipitations intenses (typiquement plus de 200 mm par jour comme montré sur la figure 1). Boudevillain *et al.* (2009) indiquent que l'on dénombre en moyenne chaque automne sur le pourtour méditerranéen français, 7 à 8 jours avec des précipitations quotidiennes de plus de 150 mm et 3 à 4 jours avec des précipitations supérieures à 200 mm.

Les autres pays méditerranéens sont aussi affectés par ces phénomènes extrêmes, comme le montrent par exemple Romero *et al.* (1998a) ou Peñarrocha *et al.* (2002) pour l'Est de l'Espagne, Buzzi *et al.* (1998) et Davolio *et al.* (2009) pour le Nord-Ouest de l'Italie, Krichak et Alpert (1998) et Krichak *et al.* (2004) pour Israël, et Hamadache *et al.* (2002) pour le Nord de l'Algérie. Si l'on se focalise uniquement sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen, on peut par exemple citer des épisodes de pluies intenses particulièrement catastrophiques en Espagne (Catalogne, région de Valence ou Baléares), sur le Sud-Est de la France (Pyrénées-Orientales, Aude, Gard ou Var), en Corse ou encore sur le piémont italien et en Ligurie. Le tableau 1 en donne des exemples.

De telles quantités de précipitations accumulées en peu de temps induisent des réponses hydrologiques rapides du fait de la petite taille des bassins versants du pourtour méditerranéen. Les épisodes de pluies intenses y provoquent ainsi souvent une montée des eaux soudaine induisant des inondations catastrophiques, appelées «crues éclair».

Les intensités de précipitations observées lors d'épisodes causant des crues sont assez variables. Selon le contexte météorologique, on peut par exemple relever jusqu'à 300 mm en 6 h ou observer des pluies continues plus modérées persistant sur 24 h pour donner des cumuls quotidiens de 150 mm à 200 mm. Le seuil minimal de 150 mm en 24 h est souvent

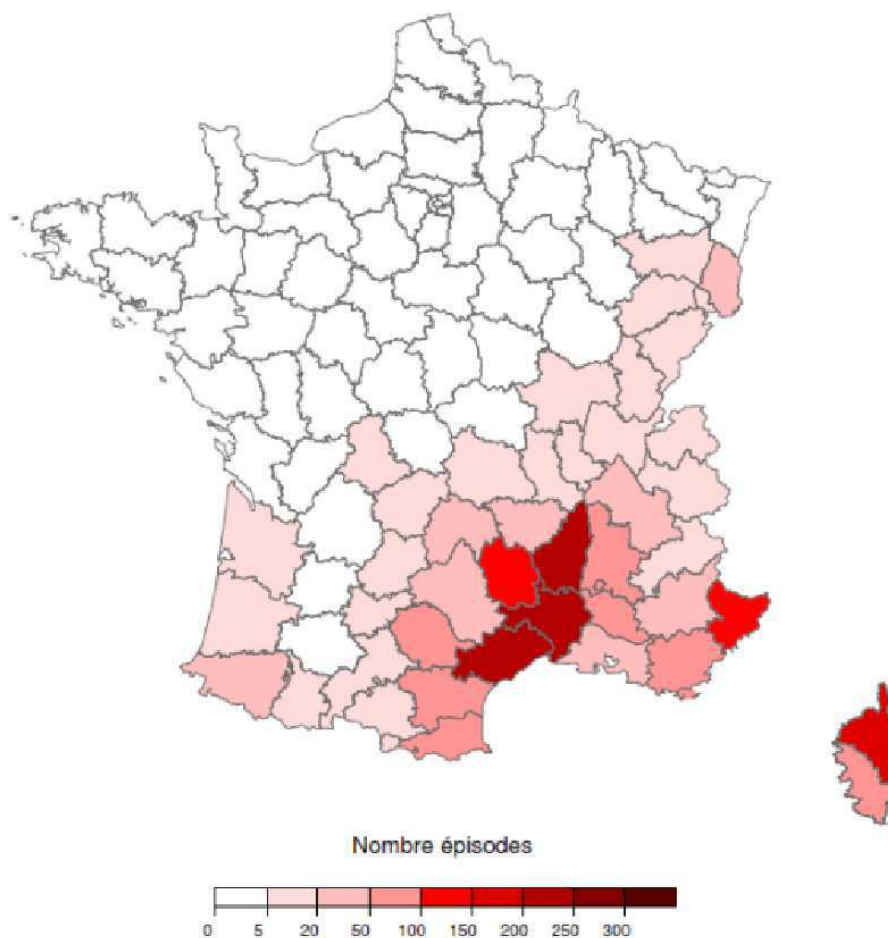


FIG. 1 – Nombre de jours entre 1979 et 2008 avec un cumul quotidien de précipitations supérieur à 200 mm par département. Les cumuls quotidiens sont estimés de 06 UTC le jour considéré à 06 UTC le lendemain. Source : Météo-France.

TAB. 1 – Exemples d'épisodes de pluies intenses sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen.

Région	Date	Cumul 24 h max.	Référence
Catalogne espagnole	9-11 oct. 1994	390 mm le 10	Ramis <i>et al.</i> (1998)
Valence (Espagne)	3-4 nov. 1987	817 mm le 3	Romero <i>et al.</i> (2000)
Baléares	15 nov. 1985	> 200 mm en 2 h	Romero <i>et al.</i> (1998b)
Aude, Lézignan	12-13 nov. 1999	551 mm le 12	Ducrocq <i>et al.</i> (2003)
Gard, Alès	8-9 sept. 2002	690 mm le 8	Ducrocq <i>et al.</i> (2004), Delrieu <i>et al.</i> (2005)
Var, Les Arcs	15 juin 2010	399 mm	/
Corse, Bavella	31 oct. 1993	780 mm	Giorgetti <i>et al.</i> (1994)
Piémont italien	13-16 oct. 2000	346 mm le 14	Turato <i>et al.</i> (2004)
Ligurie (Italie)	27 sept. 1992	282 mm	Jansa <i>et al.</i> (2001)

retenu pour définir les précipitations intenses (Ricard *et al.* (2011) par exemple). Il permet de sélectionner des épisodes météorologiques à fort impact susceptibles notamment de provoquer des crues éclair. Des inondations peuvent en effet se produire dès que les cumuls quotidiens dépassent ce seuil comme par exemple le 16 novembre 2003 à Narbonne avec 190 mm ou le 24 décembre 2000 dans l'extrême Sud-Est avec 178 mm.

Une étude climatologique des épisodes fortement précipitants dans le Sud-Est de la France a montré qu'ils se localisent principalement sur les contreforts est et sud des reliefs des Pyrénées, du Massif Central et des Alpes (cf. figure 2), *i.e.* sur les flancs exposés au vent marin humide. L'orographie joue en effet un rôle majeur dans le déclenchement, le renforcement et la stationnarité des précipitations intenses. Comme l'ont montré de nombreuses études (Houze, 1993; Ramis *et al.*, 1998; Chu et Lin, 2000; Romero *et al.*, 2000; Lin *et al.*, 2001; Ducrocq *et al.*, 2008; Miglietta et Rotunno, 2009), lorsqu'un flux humide aborde une barrière orographique, des processus dynamiques et thermodynamiques entrent en jeu et soulèvent localement la masse d'air, l'amenant à condensation. Cela donne naissance et intensifie les précipitations sur une zone géographique bien précise.

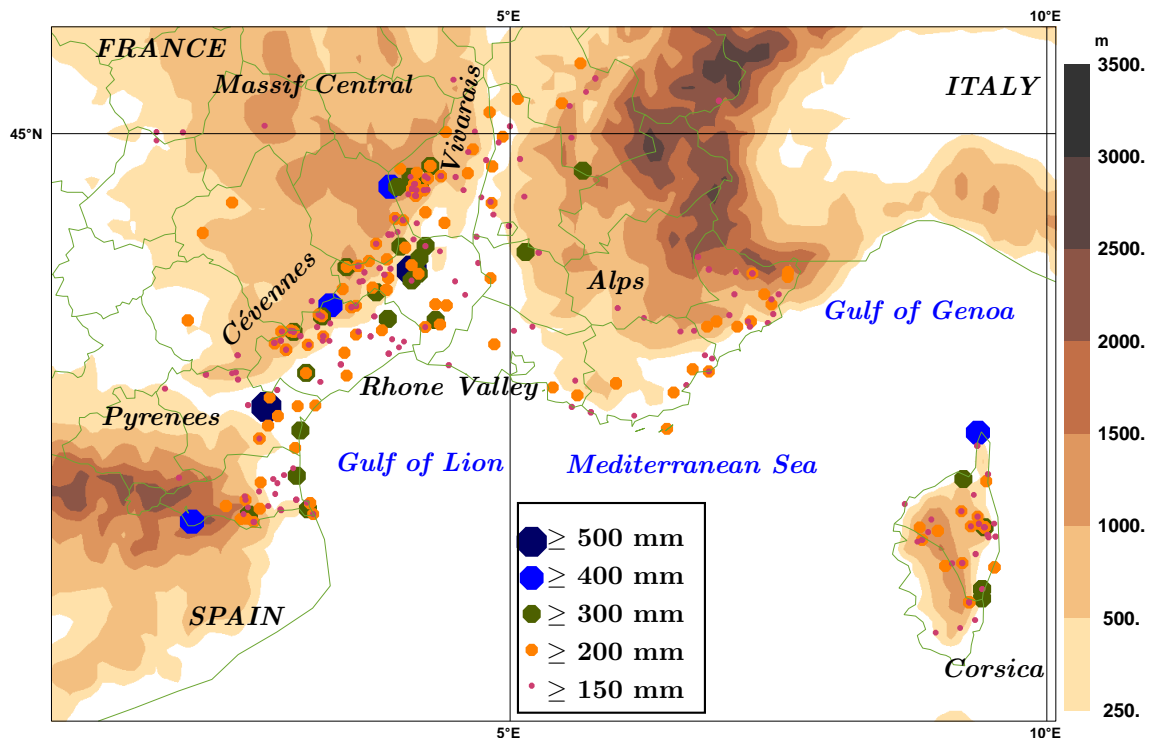


FIG. 2 – Localisation des maxima de précipitations des épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006. Les plages de couleur indiquent le relief (échelle sur la droite de la figure). Source : Ricard *et al.* (2011).

Par ailleurs, il apparaît d'après la climatologie mensuelle de la figure 3 que ces épisodes de pluies intenses dans le Sud-Est de la France se produisent préférentiellement à l'automne, avec un pic d'occurrence au mois d'octobre. Les études de Jacq (1994) sur le Sud-Est de la France pour la période 1958-1994 ou de Romero *et al.* (1998a) sur l'Est de l'Espagne pour la période 1964-1993 confirment cette saisonnalité. Elle est expliquée par une augmentation de la chaleur et de l'humidité disponibles en basses couches grâce à

la température encore élevée de la Méditerranée à cette époque de l'année. L'évaporation sur mer est ainsi maximale à cette période (Mariotti et Struglia, 2002). Avec plus d'énergie et de quantité d'eau disponibles dans la masse d'air, les systèmes nuageux fortement précipitants peuvent davantage se développer.

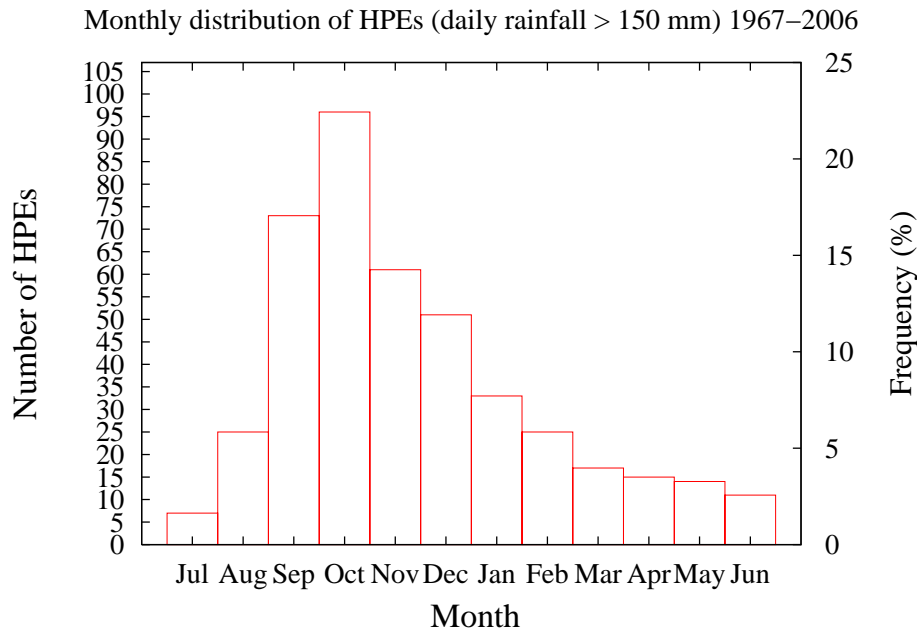


FIG. 3 – Distribution mensuelle des épisodes de pluies intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events en anglais) sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006. Source : Ricard *et al.* (2011).

Les pluies intenses, un phénomène sensible à l'apport en humidité

L'analyse météorologique de nombreux épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne (entre autres, Nuissier *et al.* (2008)) a montré que le principal ingrédient de ces phénomènes météorologiques était l'advection vers les côtes par un flux de basses couches d'une masse d'air méditerranéenne humide et souvent inconditionnellement instable. Ce flux de basses couches fournit notamment aux systèmes fortement précipitants la vapeur d'eau nécessaire pour former les précipitations après condensation.

Plusieurs études ont mis en évidence la sensibilité importante des systèmes fortement précipitants aux caractéristiques de ce flux d'alimentation et notamment à son champ d'humidité. En particulier, des études idéalisées (Bresson *et al.* (2009), Bresson *et al.* (2011)) ont montré que la distribution horizontale de l'humidité dans le flux de basses couches influençait sensiblement la localisation, la stationnarité et l'intensité des précipitations. Ainsi, il apparaît que dans le cadre d'un flux d'alimentation bi-dimensionnel (constant sur la verticale), une diminution progressive de l'humidité relative sur les flancs du flux d'alimentation décale les précipitations vers l'amont du flux en renforçant le refroidissement sous orage.

Cette sensibilité à l'humidité du flux d'alimentation se retrouve dans les simulations à haute résolution de cas réels de pluies intenses en région méditerranéenne. Ducrocq *et al.* (2002) ont ainsi souligné qu'une description initiale fine du champ d'humidité notamment est nécessaire pour reproduire fidèlement des épisodes de pluies intenses.

L'apport des satellites pour l'observation de l'humidité atmosphérique dans les zones maritimes

Afin de mieux prévoir les événements météorologiques à fort impact, de nombreux centres météorologiques ont développé des modèles de prévision numérique du temps à fine échelle. C'est notamment le cas de Météo-France avec le modèle AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle, Ducrocq *et al.* (2005), Bouttier (2007), Seity *et al.* (2011)), utilisé en opérationnel depuis 2008. AROME vise notamment à améliorer la prévision des précipitations sur la France. Ducrocq *et al.* (2002) ont montré qu'avec une description initiale fine des flux d'humidité, l'utilisation de tels modèles permettait d'améliorer sensiblement la prévision des pluies intenses en région méditerranéenne. Le flux d'alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants méditerranéens provenant de la mer, il apparaît primordial de disposer d'une bonne initialisation à fine échelle du champ d'humidité sur la Méditerranée.

Cependant, les zones maritimes sont particulièrement pauvres en observations in-situ. Les observations satellitaires sont ainsi quasiment les seules mesures régulières de l'atmosphère au-dessus de la Méditerranée. C'est donc essentiellement sur elles que repose l'opportunité d'améliorer la description du champ d'humidité sur la Méditerranée. Des études passées ont montré que l'intégration de ces mesures dans les modèles de prévision numérique du temps permettait d'améliorer la description de l'état initial de l'atmosphère (English *et al.*, 2000; Montmerle *et al.*, 2007).

L'arrivée dans les années 2000 des sondeurs infrarouges hyperspectraux IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) et AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) a permis d'observer l'humidité atmosphérique jusqu'en basses couches et plus précisément qu'auparavant (Chalon *et al.*, 2001; Cayla, 2001; Aumann *et al.*, 2003). Il paraît donc particulièrement pertinent d'essayer de tirer parti de ces nouvelles mesures pour améliorer les états initiaux des modèles de prévision numérique du temps (Le Marshall *et al.*, 2006).

Objectifs de la thèse et organisation du mémoire

L'apport d'humidité par un flux de basses couches dirigé vers les côtes est un des ingrédients fondamentaux dans le développement et le maintien des systèmes fortement précipitants méditerranéens. La localisation, la stationnarité et l'intensité de ces systèmes sont fortement sensibles aux caractéristiques de l'alimentation en humidité. Afin de mieux comprendre et de mieux prévoir les épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne, on poursuit dans cette thèse, deux objectifs principaux :

- améliorer notre connaissance de l'alimentation des systèmes fortement précipitants méditerranéens, ainsi que des mécanismes associés, en caractérisant cette alimentation en humidité et en identifiant son origine,

- améliorer la description de l'alimentation en humidité dans les modèles de prévision numérique du temps à fine échelle en proposant un processus d'assimilation des mesures satellitaires infrarouges plus réaliste.

Pour cela, les travaux de thèse ont été articulés autour de deux grandes parties portant respectivement sur :

- la caractérisation de l'alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants méditerranéens et l'identification de son origine,
- l'amélioration du processus d'assimilation des mesures satellitaires infrarouges dans le modèle de prévision numérique à fine échelle de Météo-France, AROME, en se focalisant sur la formulation de l'opérateur d'observation.

Le mémoire est ainsi divisé en deux parties présentant successivement les travaux réalisés sur chacune de ces deux thématiques. Dans chaque partie, la problématique et l'état de l'art associé sont tout d'abord exposés (chapitre 1 pour la première partie et chapitres 6, 7 et 8 pour la seconde). Dans la première partie, on présente ensuite la méthodologie mise en œuvre (chapitre 2) avant d'analyser les caractéristiques thermodynamiques, spatiales et temporelles du flux d'alimentation en humidité, ainsi que l'origine lointaine et le transport de cette humidité (chapitres 3 et 4). Le chapitre 5 dresse ensuite les conclusions de ce premier thème. Dans la seconde partie, au chapitre 9, de nouveaux opérateurs d'observation plus réalistes sont proposés pour améliorer l'assimilation de radiances satellitaires infrarouges IASI et AIRS dans AROME. Ces opérateurs sont évalués avant de conclure sur cette seconde thématique. Enfin, nous présentons les conclusions et les perspectives de ce travail de thèse.

Première partie

Sources et transports d'humidité associés aux évènements méditerranéens de pluies intenses

Chapitre 1

État de l’art : Contexte météorologique et mécanismes

Sommaire

1.1	Les systèmes précipitants méditerranéens de grande échelle	10
1.1.1	Les systèmes précipitants persistants de grande échelle	10
1.1.2	Contexte synoptique favorable	11
1.1.3	Impact de l’orographie	13
1.2	Les systèmes convectifs de mésoéchelle en région méditerranéenne .	13
1.2.1	Les systèmes convectifs de mésoéchelle	13
1.2.2	Contexte synoptique favorable	17
1.2.3	Ingrédients météorologiques à mésoéchelle	18
1.2.4	Mécanismes de soulèvement	19
1.3	Origine de l’humidité alimentant les systèmes fortement précipi-	
	tants méditerranéens	22
1.3.1	Méthodes d’analyse	23
1.3.2	Résultats des études précédentes sur des systèmes méditerra-	
	néens particuliers	24
1.4	Conclusion	25

L’analyse de nombreux épisodes de précipitations intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events en anglais) en région méditerranéenne a montré qu’ils résultent principalement de deux phénomènes météorologiques différents qui peuvent se combiner (Buzzi et Tartaglione, 1995; Nuissier *et al.*, 2008). Dans un premier cas, des systèmes précipitants de grande échelle associés à des systèmes frontaux dynamiques perdurent sur une longue période supérieure à 24 h. Ces précipitations sont modérées (typiquement avec des réflectivités radar < 35 dBz) mais leur caractère continu et persistant amène à des cumuls importants.

Le second phénomène météorologique à l’origine de pluies intenses en région méditerranéenne est le développement d’un système convectif de mésoéchelle (MCS pour Mesoscale Convective System en anglais) quasi-stationnaire (Romero *et al.*, 2000; Nuissier

et al., 2008). Les précipitations associées aux MCS sont intenses (réflectivités allant régulièrement jusqu'à 60 dBz) mais plus localisées que les précipitations de grande échelle. La quasi-stationnarité des systèmes focalise ces précipitations intenses sur une même zone permettant alors d'atteindre très rapidement des cumuls importants. Dans le Sud-Est de la France, ces MCS se développent bien souvent à l'avant d'un front froid progressant lentement d'ouest en est sur le pays et prenant un caractère convectif dans sa partie sud lorsqu'il atteint le pourtour méditerranéen. Il apparaît que ce second phénomène météorologique est à l'origine de la grande majorité des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne (Rivrain, 1997).

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser de plus près à ces deux phénomènes météorologiques fortement précipitants. Chacun sera décrit plus en détails puis ses mécanismes physiques ainsi que les conditions météorologiques favorables à son développement seront présentés. Nous nous attarderons davantage sur les processus convectifs puisqu'ils sont à l'origine de la grande majorité des épisodes méditerranéens de pluies intenses. Nous nous intéresserons enfin à l'origine de l'humidité alimentant les précipitations intenses associées à ces phénomènes météorologiques.

1.1 Les systèmes précipitants méditerranéens de grande échelle

Le premier type de systèmes précipitants donnant de forts cumuls sur le pourtour méditerranéen est produit par des perturbations dynamiques des moyennes latitudes. Ces systèmes de grande échelle peuvent prendre, au moins localement et temporairement, un caractère convectif avec le développement, notamment au niveau du front froid, de cellules de convection profonde noyées dans la masse de la perturbation dynamique.

1.1.1 Les systèmes précipitants persistants de grande échelle

Ces systèmes fortement précipitants de grande échelle se développent au sein d'une masse d'air perturbée, dans un environnement très dynamique. Le cyclonisme de l'environnement génère des ascendances qui produisent des formations nuageuses et précipitantes, notamment dans le secteur chaud de la perturbation dont le contenu en vapeur d'eau est plus élevé. Ces ascendances sont renforcées au niveau des zones frontales qui soulèvent l'air chaud de la perturbation.

Ces systèmes précipitants de grande échelle ne couvrent généralement pas toute la hauteur de la troposphère. Houze (1993) précise qu'ils se limitent dans les zones directement affectées par le forçage dynamique et frontal, essentiellement dans la moitié basse de la troposphère. Les précipitations associées sont principalement stratiformes, avec éventuellement quelques cellules convectives peu profondes noyées dans la masse. Ces précipitations couvrent une large zone géographique mais ne sont pas très intenses. Aussi, pour donner de forts cumuls ces systèmes précipitants de grande échelle doivent persister sur la même zone pendant de nombreuses heures. Du fait de la large zone couverte par les pluies, ces systèmes persistants ne sont pas nécessairement stationnaires, mais évoluent

lentement en lien avec une perturbation active peu mobile et un système frontal associé quasi-stationnaire.

Un exemple important de ce type de précipitations persistantes de grande échelle est donné par l'épisode du 1^{er} au 3 décembre 2003 qui engendra une crue historique du Rhône. Lors de cet épisode, des précipitations ont perduré pendant 3 jours sur une région allant des Bouches-du-Rhône à l'Hérault. Ces précipitations se sont produites au sein d'un système nuageux très étendu spatialement (cf. figure 1.1), qui s'est développé au niveau d'un front dynamique ondulant et quasi-stationnaire, comme le montre l'analyse synoptique établie à Météo-France pour le 1^{er} décembre 2003 (cf. figure 1.2). Sur ces 3 jours, les cumuls de précipitations atteignent 300 mm dans la vallée du Rhône avec des cumuls quotidiens allant jusqu'à 200 mm vers Marseille pour la journée du 1^{er} et 170 mm vers Montpellier pour la journée du 3. Sur cette dernière journée, la perturbation prend un caractère convectif plus marqué. Cet épisode illustre que les systèmes précipitants de grande échelle se combinent ponctuellement à des cellules convectives profondes noyées dans la masse de la perturbation lorsque le contexte devient plus instable. L'intensité des précipitations s'en trouve alors localement augmentée.

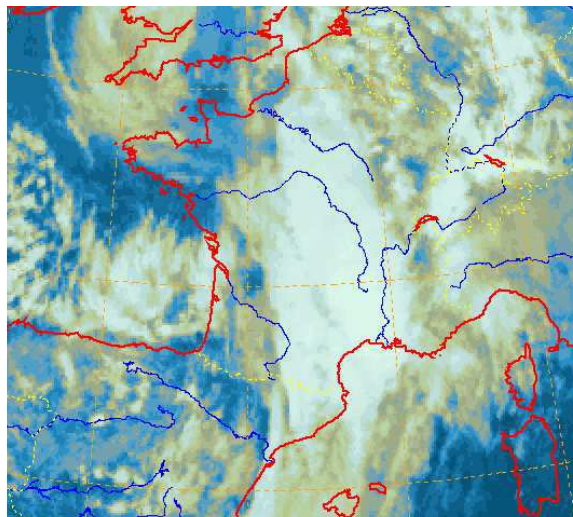


FIG. 1.1 – Image infrarouge du système de grande échelle du 01/12/2003 à 15 UTC. L'image vient de l'instrument imageur MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) du satellite METEOSAT-7.

1.1.2 Contexte synoptique favorable

Les systèmes précipitants persistants de grande échelle donnant de forts cumuls sur le pourtour méditerranéen se développent dans un contexte synoptique qui maintient une perturbation fortement dynamique et faiblement mobile près des côtes.

La perturbation dirige la masse d'air perturbée et humide de son secteur chaud selon une «bande transporteuse chaude» (ou «warm conveyor belt» en anglais) vers les côtes méditerranéennes et y advecte des systèmes précipitants de grande échelle. Cette perturbation peut s'être formée par cyclogénèse sur la Méditerranée ou résulter de la réactivation d'une perturbation atlantique.

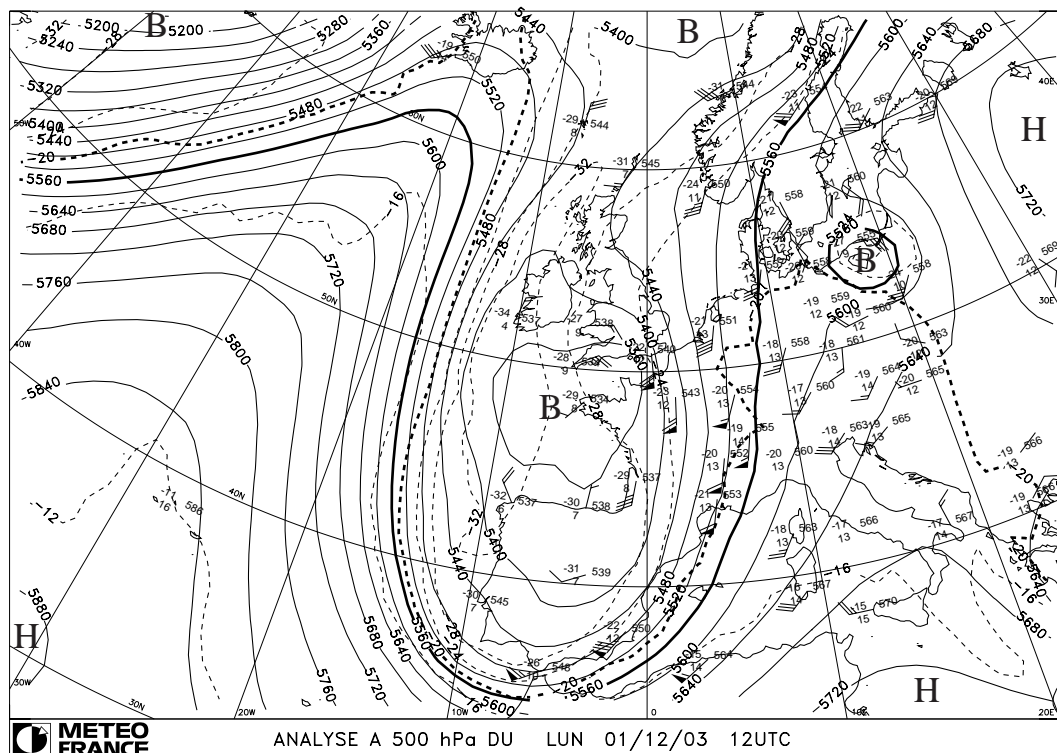
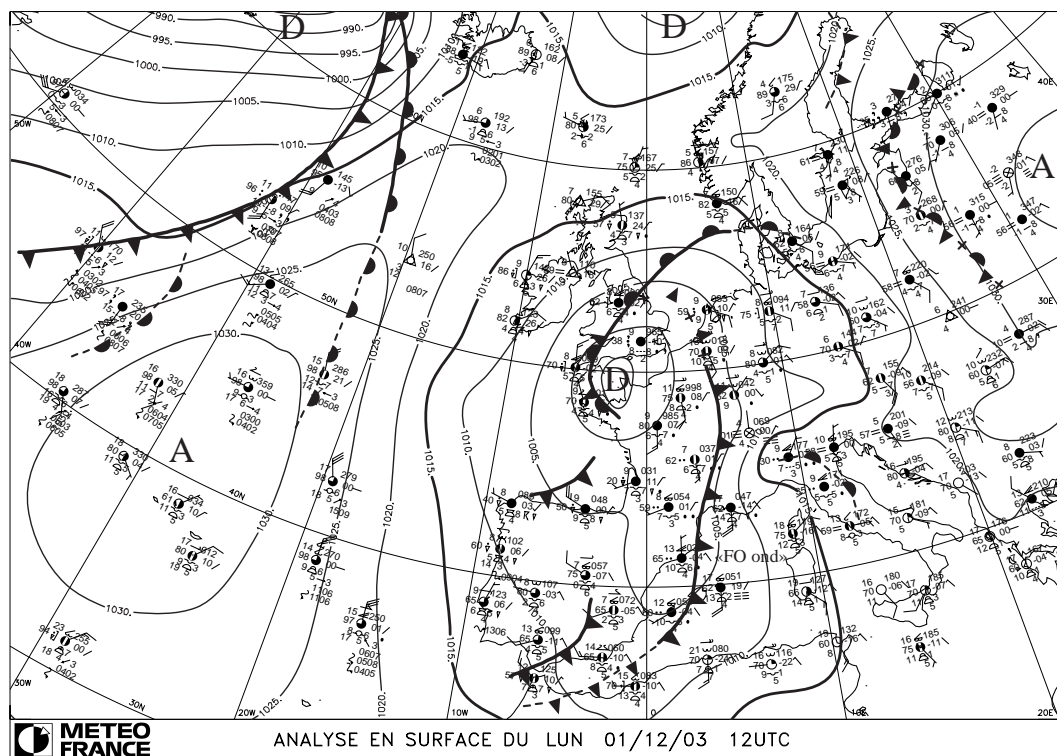


FIG. 1.2 – Analyse synoptique du 1^{er} décembre 2003 à 12 UTC, en surface (en haut) et en altitude à 500 hPa (en bas). Source : Météo-France.

Le fort dynamisme de la masse d'air permet de maintenir la perturbation active avec de nombreuses ascendances à l'origine de formations nuageuses et précipitantes. Il se caractérise par du cyclonisme à grande échelle correspondant notamment à la présence de bas géopotentiels et de basses pressions ainsi qu'à une configuration d'altitude avec un flux diffluent, le positionnement au-dessus de la zone perturbée d'une sortie gauche de jet ou encore la circulation d'anomalies de tourbillon potentiel.

Enfin, grâce à une évolution lente du schéma synoptique, la perturbation est peu mobile. Elle reste active, ancrée près des côtes, et y maintient ainsi les systèmes précipitants pendant généralement plus de 24 h.

1.1.3 Impact de l'orographie

Les précipitations de ces systèmes de grande échelle sont renforcées par le relief du pourtour méditerranéen. Houze (1993) en décrit les deux mécanismes principaux. Tout d'abord, le soulèvement de la masse d'air induit par le relief accentue les ascendances dynamiques et permet la saturation d'une plus large couche atmosphérique, ce qui intensifie les précipitations. À l'inverse, derrière le relief, un mouvement subsident se met en place et réduit, voire inhibe, les précipitations.

Par ailleurs, l'orographie peut amener à saturation une couche atmosphérique située en-dessous des systèmes précipitants de grande échelle. Les précipitations issues de ces systèmes de grande échelle grossissent alors en traversant la couche plus basse de nuages orographiques en y collectant les gouttelettes d'eau nuageuse.

1.2 Les systèmes convectifs de mésoéchelle en région méditerranéenne

Détaillons maintenant le second type de systèmes fortement précipitants méditerranéens, les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS).

1.2.1 Les systèmes convectifs de mésoéchelle

Un MCS est une structure nuageuse convective multicellulaire dont la zone de précipitations s'étend horizontalement sur plus de cent kilomètres.

1.2.1.1 Les cellules convectives

Une cellule convective est un système nuageux formé par une masse d'air instable. Ce système est constitué d'un courant vertical ascendant alimenté par la masse d'air instable et au sein duquel la vapeur d'eau condense pour former de l'eau liquide nuageuse puis précipitante ou des cristaux de glace. Les particules d'eau liquide et de glace interagissent entre elles et avec la vapeur d'eau ambiante pour grossir selon divers processus microphysiques. Les hydrométéores sont ainsi stockés un moment en altitude pendant que la cellule se développe et devient mature. Lorsqu'ils atteignent un poids suffisant, ils précipitent en générant des courants subsidents. La cellule convective est alors dans sa phase

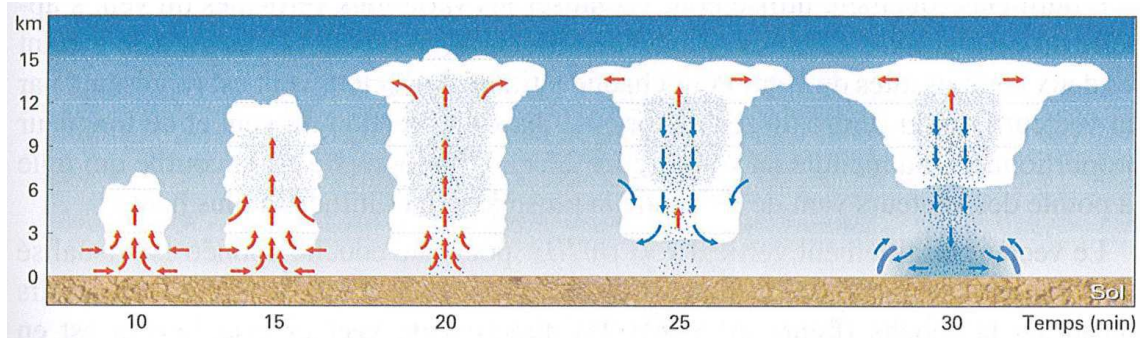


FIG. 1.3 – Cycle de vie d'une cellule convective isolée. Source : Malardel (2005).

mature. Une partie des précipitations peut s'évaporer en traversant la couche atmosphérique non-saturée sous la cellule convective. Cette évaporation refroidit et amplifie alors les courants subsidents. Ces courants s'étalent en arrivant au sol, formant des «courants de densité» dont les bords d'attaque peuvent être le lieu de «fronts de rafales».

Lorsque l'instabilité est forte, une cellule convective peut atteindre la tropopause et former un cumulonimbus. On parle alors de convection profonde. Le courant ascendant advecte les cristaux de glace jusqu'à la tropopause qui marque la limite inférieure de couches d'altitude très stables (stratosphère). L'ascendance convective y est stoppée et les cristaux de glace s'étalent en altitude emportés par les vents de la haute troposphère en formant une enclume caractéristique.

En l'absence de cisaillement vertical du vent horizontal, les courants subsidents associés aux précipitations coupent l'ascendance convective alimentant la cellule (Weisman et Klemp, 1982). Celle-ci est alors dans sa phase de dissipation. Elle se désagrège rapidement et seules quelques précipitations stratiformes faibles perdurent quelques temps sous l'enclume. Ainsi, dans un environnement sans cisaillement vertical du vent horizontal, les cellules convectives restent isolées et n'ont qu'un cycle de vie très court (< 1 h) (Weisman et Klemp, 1982). Celui-ci est récapitulé schématiquement dans la figure 1.3. Au cours de son cycle de vie, la cellule se déplace globalement avec le vent moyen.

Un orage ordinaire est formé d'une simple cellule convective isolée. Il se dissipe donc rapidement et n'est généralement pas stationnaire. Il peut ainsi donner des précipitations momentanément intenses, mais ne permet pas d'obtenir des cumuls de précipitations importants.

1.2.1.2 Les orages multicellulaires

A l'inverse des orages isolés, un orage multicellulaire est un système composé de plusieurs cellules convectives à différents stades de leur cycle de vie (Browning et Ludlam, 1960; Chappell, 1986), comme cela est indiqué schématiquement sur la figure 1.4. Un système convectif multicellulaire se forme dans un environnement instable permettant la génération permanente de nouvelles cellules convectives. Ces nouvelles cellules deviennent matures et prennent part au système tout en étant advectées dans le flux moyen (comme précisé dans la section précédente pour les cellules isolées) avec les cellules plus anciennes. Une zone stratiforme s'étend en aval du flux d'altitude, alimentée par les anciennes cellules en cours de dissipation.

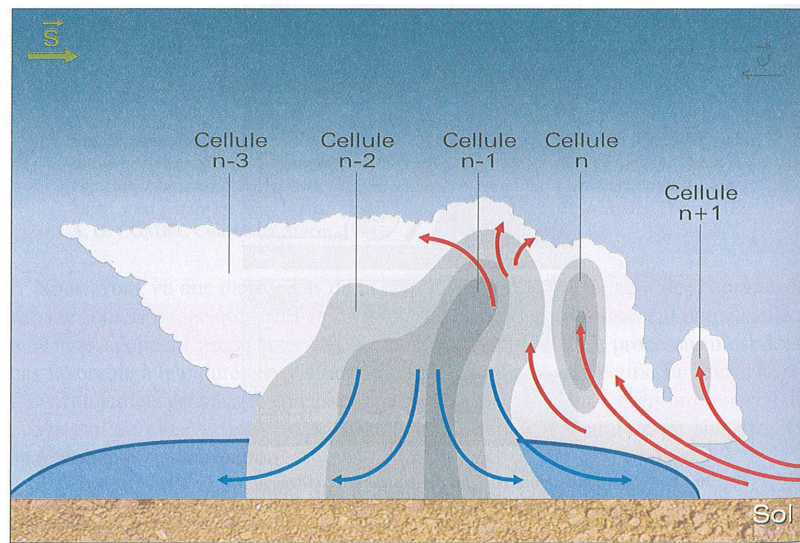


FIG. 1.4 – Représentation schématique d'un système convectif multicellulaire. Les cellules n et $n+1$ sont en formation tandis que la cellule $n-1$ est mature et que les cellules $n-2$ et $n-3$ sont en phase de dissipation. \vec{s} est le vecteur de cisaillement du vent horizontal. Les flèches rouges représentent les courants ascendants au sein du système, tandis que les flèches bleues marquent les courants de densité qui alimentent la plage froide sous orage (volume bleu au sol). Source : Malardel (2005).

Différents processus peuvent favoriser la formation continue de nouvelles cellules convectives, comme notamment des soulèvements orographiques ou des convergences en basses couches. En particulier, dans ces systèmes multicellulaires, les courants de densité formés par les cellules convectives précédentes se combinent pour former au sol une plage d'air plus froid que l'environnement. La différence de densité entre cet air froid et la masse d'air instable induit un soulèvement de l'air instable sur le bord d'attaque de la plage froide. Celui-ci permet d'y former de nouvelles cellules. Cette ascendance peut être renforcée par l'interaction de la plage froide avec un cisaillement vertical du vent horizontal en basses couches faible à modéré (cf. figure 1.5) (Weisman et Klemp, 1982).

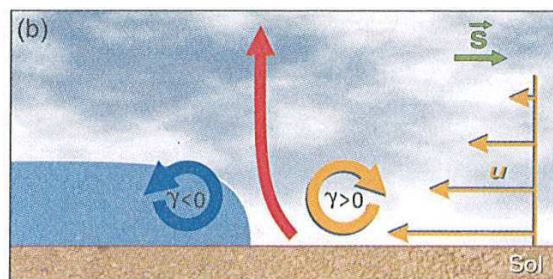


FIG. 1.5 – Interaction entre la plage froide sous orage (volume bleu) et le cisaillement vertical \vec{s} du vent horizontal \vec{u} de l'environnement. γ représente le tourbillon horizontal. Source : Malardel (2005).

Le déplacement global d'un système convectif multicellulaire résulte de la composition de l'advection des cellules matures du système d'une part et de la propagation liée

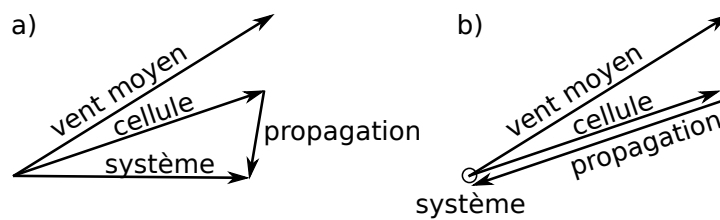


FIG. 1.6 – Déplacement d'un système multicellulaire (noté «système»). Il correspond à la somme du mouvement des cellules qui le composent (noté «cellule») et de la propagation liée à l'initiation de nouvelles cellules (notée «propagation»). La figure b) montre la configuration de ces éléments pour le cas d'un système quasi-stationnaire. D'après Chappell (1986)

à l'initiation des nouvelles cellules d'autre part (Chappell, 1986). Ceci est illustré sur la figure 1.6. Si les nouvelles cellules se forment à l'avant du système (i.e. à l'opposé de la direction d'advection des cellules matures) avec un rythme compensant l'advection vers l'aval des plus anciennes, le système multicellulaire reste quasiment stationnaire.

La génération continue de nouvelles cellules convectives assure aux orages multicellulaires une durée de vie plus longue que pour les orages isolés. Ces orages durent typiquement plusieurs heures et, en cas de quasi-stationnarité, sont susceptibles de donner de forts cumuls de précipitations. Un système convectif multicellulaire ou l'ensemble cohérent de plusieurs d'entre eux (issus d'un même forçage) peut atteindre une extension horizontale importante générant une zone continue de précipitations convectives et stratiformes de plusieurs centaines de kilomètres de long. On parle alors de système convectif de mésoéchelle (MCS).

1.2.1.3 Les MCS quasi-stationnaires

Les MCS quasi-stationnaires responsables de la plupart des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne prennent souvent une forme en V dans l'imagerie satellitaire infrarouge (Rivrain, 1997; Nuissier *et al.*, 2008), comme illustré par la figure 1.7 pour le cas du 20 octobre 2008. Cette forme résulte de l'interaction de la convection avec le flux en altitude et est accentuée par son éventuelle diffluence. Elle est parfois également visible dans les champs de réflectivités radar à plus basse altitude, mais ce n'est généralement pas le cas (comme pour le système de la figure 1.7).

Les systèmes en V sont des systèmes convectifs multicellulaires à régénération rétrograde (Bluestein et Jain, 1985). De nouvelles cellules convectives se forment face au flux de basses couches, à la pointe du V ou moins restrictivement, sur l'extrémité d'une branche, comme pour le cas de la figure 1.7. Les cellules plus anciennes et la partie stratiforme qu'elles constituent sont advectées en V selon le flux qui prévaut en altitude (flux de sud-ouest pour le cas de la figure 1.7).

Le cycle de vie des MCS peut être découpé en trois phases principales. Tout d'abord, une phase d'initiation correspond au déclenchement de la convection et à son organisation en système multicellulaire. Des cellules convectives isolées apparaissent, se développent, deviennent matures et structurent la convection. Les précipitations sont alors essentiellement convectives.

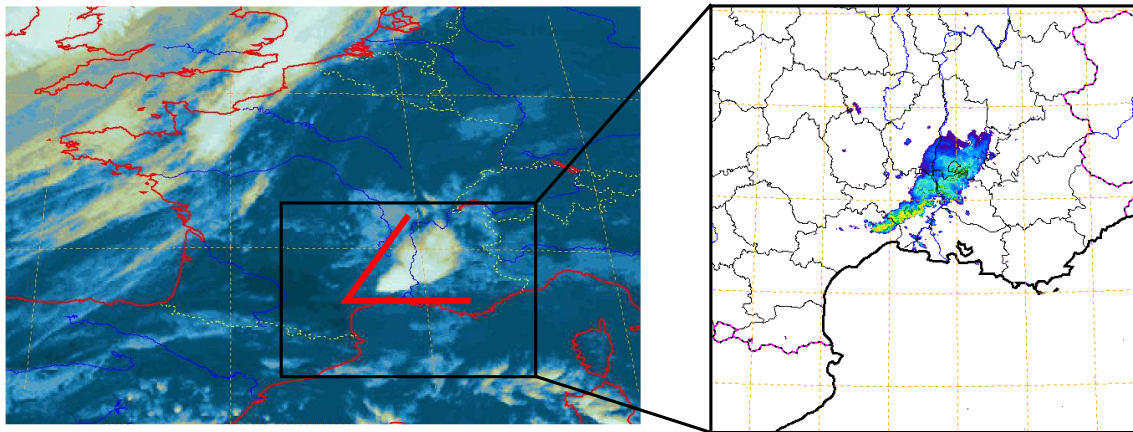


FIG. 1.7 – Images infrarouge (à gauche) et radar (à droite) du système en V du 20/10/2008 à 13 UTC. L'image infrarouge vient de l'instrument imageur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) du satellite MSG-1 (METEOSAT Seconde Génération - satellites météorologiques géostationnaires européens). Les réflectivités radar proviennent du radar de Nîmes.

Dans la phase mature qui suit, le système est organisé et couvre une large zone avec des précipitations convectives et stratiformes. De nouvelles cellules convectives sont formées continûment, se développent et participent à leur tour à l'entretien du système. La zone stratiforme à l'arrière du système s'étend au fur et à mesure que les anciennes cellules en cours de dissipation sont advectées dans le flux. De ce fait et malgré une intensité plus faible, la part des précipitations stratiformes augmente au cours de la phase mature jusqu'à devenir parfois similaire à celle des précipitations convectives.

Lorsque l'environnement météorologique devient moins favorable, la formation de nouvelles cellules devient plus éparse et le système entre dans sa phase de dissipation. Il se désorganise et les précipitations convectives puis stratiformes diminuent rapidement. Le système peut aussi perdre son caractère stationnaire et être évacué de la région tout en se dissipant.

1.2.2 Contexte synoptique favorable

Plusieurs études ont analysé les MCS associés à de nombreux épisodes de pluies intenses sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen afin de caractériser les ingrédients nécessaires et le contexte météorologique favorable à leur développement et à leur entretien. En particulier, Homar *et al.* (2002) et Nuissier *et al.* (2008) ont mis en évidence que ces phénomènes météorologiques extrêmes se produisaient dans un contexte synoptique induisant l'advection durable vers les côtes par un flux de basses couches d'une masse d'air méditerranéenne humide et instable.

1.2.2.1 Schéma synoptique

Le contexte synoptique associé aux pluies intenses sur le Sud-Est de la France a été analysé selon une approche plus climatologique par Nuissier *et al.* (2011) pour l'ensemble

des épisodes de fortes précipitations sur une période de plus de 40 ans (1960-2001). Ils ont mis en évidence deux schémas synoptiques, appelés CSW pour «Cyclonic South-Westerly» et CS pour «Cyclonic Southerly», correspondant au contexte de la très large majorité (près de 78 %) des épisodes. Ces deux schémas présentent de nombreuses similarités avec cependant une circulation plus zonale pour le schéma CSW et plus méridienne pour CS.

On retrouve en altitude dans les deux schémas une vaste zone de bas géopotentiels correspondant à un thalweg d'altitude situé sur la façade atlantique française et pouvant s'étendre sur la péninsule ibérique. Ce thalweg d'altitude légèrement incliné vers le sud-est évolue dans certains cas en un «cut-off» qui s'isole sur l'Espagne. Cette configuration d'altitude est complétée par de hautes valeurs de géopotentiel plus ou moins marquées sur l'Europe centrale et l'Europe de l'Est qui ralentissent la progression vers l'ouest de la zone de bas géopotentiels. Ce schéma induit en moyenne et haute troposphère un flux de sud-ouest généralement diffluent sur le Sud-Est de la France et le Golfe du Lion.

En surface, associés aux bas géopotentiels, une perturbation synoptique atlantique avec à l'avant un flux cyclonique de secteur sud-ouest à est advecte une masse d'air humide et chaude sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen. Jansa *et al.* (2001) ont par ailleurs montré que dans une telle configuration synoptique, une dépression secondaire se développait généralement sur la Méditerranée.

1.2.2.2 Quasi-stationnarité de l'environnement

Pour que des MCS quasi-stationnaires durables puissent se mettre en place, l'environnement doit procurer les mêmes conditions favorables à la convection profonde sur la même zone pendant plusieurs heures. Pour cela, le contexte synoptique qui vient d'être présenté doit peu changer au cours du temps. En particulier, l'évolution du flux de basses couches associée au déplacement des centres d'action (bas géopotentiels et dépressions de surface associées) doit être suffisamment faible. Comme mentionné ci-dessus, la persistance de fortes valeurs de pression et de géopotentiel sur l'Europe centrale peut favoriser le blocage du schéma synoptique (Nuissier *et al.*, 2008).

Enfin, pour former un MCS quasi-stationnaire, l'instabilité conditionnelle advectée doit être libérée continûment au même endroit. Pour cela, les mécanismes de déclenchement de la convection que nous allons voir dans la section 1.2.4 doivent aussi se maintenir dans la durée.

1.2.3 Ingrédients météorologiques à mésoéchelle

Le schéma synoptique décrit ci-dessus permet la mise en place durable d'un flux de basses couches advectant vers les côtes une masse d'air méditerranéenne humide et instable.

1.2.3.1 Flux de basses couches

Le flux de basses couches se développe à l'avant de la zone de bas géopotentiels, dans la circulation cyclonique de secteur sud-ouest à est établie sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen. Ce flux advecte sur une région précise l'énergie potentielle convective

et la vapeur d'eau nécessaires au développement des MCS fortement précipitants. Son orientation et son intensité peuvent être modulées par la dépression secondaire sur la Méditerranée (Romero *et al.*, 2000).

Lorsque la perturbation atlantique et son système frontal associé approchent, les gradients de pression se resserrent et renforcent le flux. Enfin, la présence éventuelle de hautes pressions et de hauts géopotentiels en altitude sur l'Europe centrale intensifie le flux de la même manière, notamment si elles persistent à l'approche de la perturbation atlantique et de son système frontal.

1.2.3.2 Instabilité et humidité de la masse d'air

La masse d'air méditerranéenne advectée vers les côtes est humidifiée et rendue instable lors de son trajet au-dessus de la Méditerranée. Les flux d'évaporation et de chaleur sensible à la surface de la mer lui apportent en effet de la vapeur d'eau et de la chaleur en basses couches (Buzzi *et al.*, 1998). Par ailleurs, l'advection d'air froid en altitude associée à l'approche de la zone de bas géopotentiels accroît cette instabilité.

La masse d'air est conditionnellement instable. Elle doit être soulevée pour que l'instabilité puisse être libérée. Cette instabilité conditionnelle permet de contenir et de stocker l'énergie potentielle convective de la masse d'air. Cette dernière peut ainsi être accumulée : l'instabilité n'étant pas libérée, elle augmente au fur et à mesure de l'apport de chaleur et de vapeur d'eau en basses couches. L'énergie potentielle ainsi accumulée n'est libérée que sur une zone géographique spécifique où la masse d'air est soulevée. Elle met alors en place une convection intense concentrée sur cette zone géographique.

1.2.4 Mécanismes de soulèvement

L'instabilité potentielle convective de la masse d'air est libérée par des mécanismes de soulèvement. Dans certains cas, les soulèvements nécessaires au déclenchement et à l'entretien de la convection profonde peuvent être facilités par des ascendances de plus grande échelle. Mais en général, elles ne sont pas suffisantes pour engendrer un soulèvement assez important de la masse d'air. D'autres mécanismes entrent alors en jeu (soulèvement orographique, convergence de basses couches, plage froide sous orage). Les différents ingrédients permettant la libération de l'instabilité sont récapitulés dans la figure 1.8 en même temps que les principaux éléments de l'environnement favorable présenté ci-dessus.

1.2.4.1 Ascendances de grande échelle

Le cyclonisme du flux d'altitude dirigé par les bas géopotentiels ainsi qu'éventuellement celui du flux de surface favorisent les mouvements ascendants permettant la libération de l'instabilité. L'éventuelle diffuence du flux d'altitude ou le positionnement d'un jet, notamment avec une sortie gauche, sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen peut venir renforcer le cyclonisme et faciliter ainsi le déclenchement de la convection. Enfin, la circulation d'ondes cycloniques courtes dans le thalweg d'altitude ou d'anomalies de tourbillon potentiel en haute troposphère sont d'autres éléments pouvant favoriser loca-

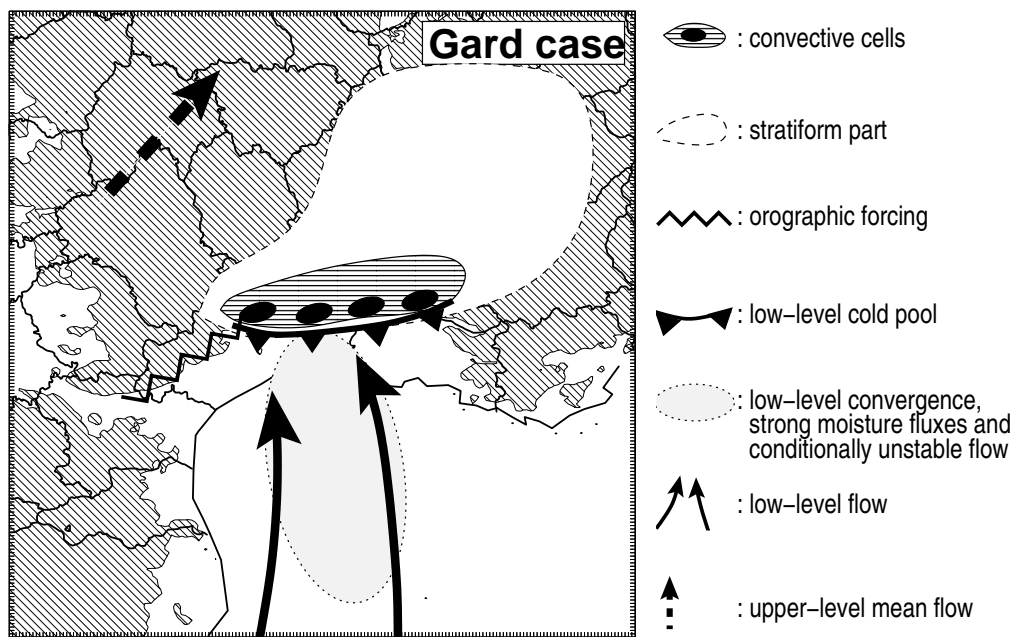


FIG. 1.8 – Schéma récapitulatif des ingrédients participant au développement et à l'entretien des MCS méditerranéens. Source : Ducrocq *et al.* (2008)

lement la libération de l'instabilité à leur passage (Massacand *et al.*, 1998; Homar *et al.*, 1999).

1.2.4.2 Soulèvements orographiques

De nombreuses études ont montré que l'orographie joue un rôle essentiel dans le déclenchement et l'entretien de la convection profonde méditerranéenne (Buzzi *et al.*, 1998; Ducrocq *et al.*, 2008). Le principal mécanisme à l'œuvre est le soulèvement orographique de la masse d'air. Houze *et al.* (2001) présente différents processus de soulèvement qui sont liés au relief. Selon les caractéristiques de l'environnement, notamment sa stabilité statique et l'intensité du flux (combinées dans le nombre de Froude $Fr = U/Nh$ avec U la vitesse du flux, N la stabilité statique de la masse d'air et h une mesure de la hauteur du relief), certains processus prévalent sur les autres.

Ainsi, dans le cas d'un flux rapide et/ou instable dirigé frontalement vers une barrière orographique (nombre de Froude grand devant 1), la masse d'air a davantage tendance à franchir le relief plutôt qu'à le contourner. Elle est alors contrainte de s'élever le long de la pente ce qui peut permettre de libérer son instabilité et déclencher la convection. En cas de blocage partiel du flux au pied du relief, la zone de soulèvement de la masse d'air se décale vers l'amont.

Une ascendance peut aussi se développer au sommet du relief lorsque le chauffage solaire des flancs de la barrière orographique induit des mouvements ascendants le long des pentes qui convergent vers le sommet. Enfin, les ondes de gravité en aval du relief peuvent renforcer des ascendances thermiques sous le vent du relief et y déclencher la convection.

1.2.4.3 Convergences de basses couches

La convergence du flux en basses couches induit un mouvement ascendant susceptible de libérer l'instabilité de la masse d'air. Ce mécanisme permet en particulier la formation de cellules convectives sur mer loin de tout soulèvement orographique comme ce fut par exemple le cas lors de l'épisode de pluies intenses du «Gard» les 8-9 septembre 2002 (Delrieu *et al.*, 2005). L'importance de ce mécanisme dans le déclenchement et l'entretien de la convection a notamment été mis en évidence par Nuissier *et al.* (2008) pour l'épisode de pluies intenses de l'«Aude».

La convergence du flux de basses couches peut être une conséquence de la circulation à grande échelle. Elle peut également résulter des déviations du flux liées à des centres d'action secondaires comme une dépression méditerranéenne (Romero *et al.*, 2000), ou aux reliefs de la région.

1.2.4.4 Soulèvement par la plage froide

Un troisième mécanisme de soulèvement est associé à la plage d'air froid formée par les courants de densité sous les cellules convectives. Comme indiqué dans la section 1.2.1.2, la différence de flottabilité entre cet air froid et le flux humide et instable de basses couches induit des mouvements ascendants sur les bords d'attaque de la plage froide. Ducrocq *et al.* (2008) ont montré le rôle décisif de ce mécanisme dans la libération de l'instabilité de la masse d'air pour l'épisode de pluies intenses du «Gard».

1.2.4.5 Interactions entre les différents processus de soulèvement

Ces différents processus de soulèvement interagissent et se combinent pour focaliser la libération de l'instabilité sur une zone spécifique. Ainsi, outre son rôle direct dans le déclenchement de la convection par soulèvement de la masse d'air, l'orographie a également d'autres effets sur l'environnement qui peuvent influencer indirectement la libération de l'instabilité. En particulier, le relief peut dévier le flux de basses couches en contournement et y créer des zones de convergence. Il permet également de confiner et de maintenir localement la plage d'air froid formée par les courants de densité sous les cellules convectives en évitant son évacuation dans le flux de basses couches (Ducrocq *et al.*, 2008; Bresson *et al.*, 2011).

Les interactions entre les différents mécanismes de déclenchement et d'entretien de la convection sont complexes. Miglietta et Rotunno (2009), à la suite de Chu et Lin (2000) et Chen et Lin (2005), ont étudié dans un cadre idéalisé, l'effet combiné des courants de densité et des forçages orographiques sur l'évolution dans le temps d'un système convectif. Ils ont montré que selon les caractéristiques de l'environnement, dont notamment l'intensité et l'humidité du flux, le système convectif pouvaient être entretenu de manière quasi-stationnaire ou se décaler vers l'amont (pour un flux faible) ou vers l'aval (pour un flux rapide).

Les études récentes de Bresson *et al.* (2009) et Bresson *et al.* (2011) ont également montré dans un cadre idéalisé mais avec le relief réel du Sud-Est de la France, que selon les caractéristiques de l'environnement (humidité, instabilité ou vitesse du flux), différents processus de soulèvement entraient en jeu, se combinant ou entrant en compétition pour

expliquer la localisation, la stationnarité et l'intensité du système convectif. La figure 1.9 récapitule ces résultats en terme de localisation. Entre autres, il apparaît que le processus de contournement des reliefs et la convergence de basses couches qui en découle sont renforcés dans le cas d'un environnement plus sec ou moins rapide. Dans ce cas, la plage froide sous orage est aussi renforcée. Tout cela induit une localisation de la convection plus en amont du flux de basses couches. Au contraire, un environnement très humide ou un flux très rapide favorise une localisation du système convectif sur les contreforts du Massif Central ; le forçage orographique étant dans ce cas le principal mécanisme de soulèvement.

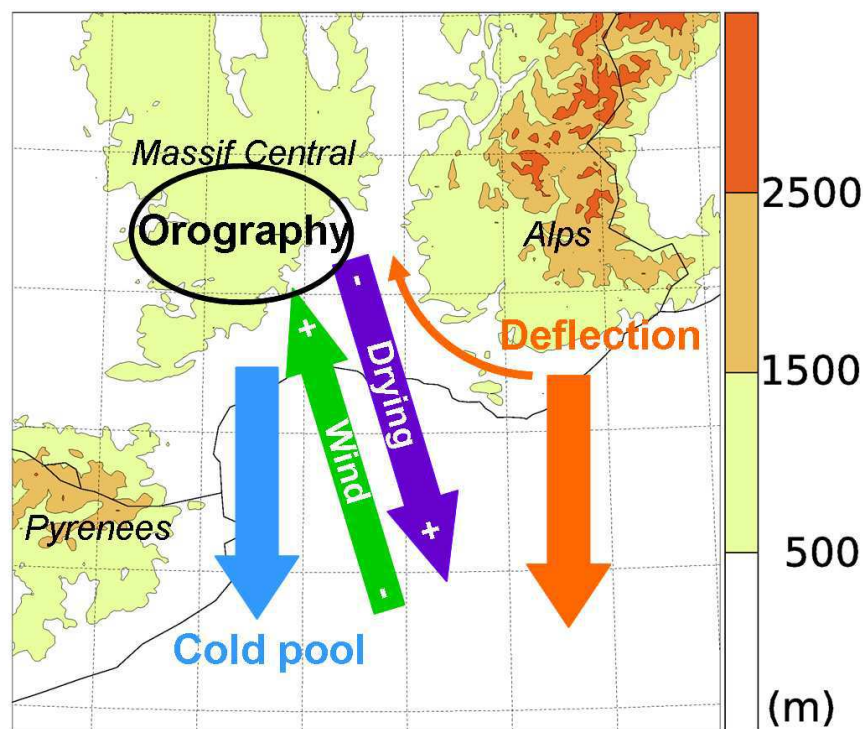


FIG. 1.9 – Schéma récapitulatif de l'impact des divers processus de soulèvement de la masse d'air sur la localisation des systèmes précipitants dans le Sud-Est de la France. D'après : Bresson *et al.* (2011)

1.3 Origine de l'humidité alimentant les systèmes fortement précipitants méditerranéens

Comme on a pu le voir dans les sections 1.1.2 et 1.2.2, l'advection d'humidité vers les côtes est un des ingrédients majeurs des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne. Il paraît donc important de bien en connaître les caractéristiques et les origines. En particulier, la formation des cumuls de précipitations considérables relevés lors de ces épisodes nécessite un apport de vapeur d'eau important pour alimenter les systèmes précipitants. Ceci soulève alors la question de l'origine de cette quantité importante de

vapeur d'eau ainsi que de son transport jusqu'aux régions impactées par les systèmes précipitants.

1.3.1 Méthodes d'analyse

Dans le passé, plusieurs études se sont intéressées à l'origine de l'humidité alimentant des systèmes précipitants responsables d'inondations dans diverses régions du globe, notamment en Europe et aux États-Unis. Généralement, des outils basés sur le calcul de trajectoires lagrangiennes y sont utilisés pour suivre le transport de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Selon les études, les méthodes de calcul des trajectoires lagrangiennes mises en œuvre sont différentes. Trois méthodes principales reviennent le plus souvent : celle du modèle FLEXPART décrit par Stohl et Seibert (1998) et utilisée par exemple par Stohl et James (2004), la méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999) et celle de Schär et Wernli (1993).

Dans le modèle FLEXPART, des particules d'air lagrangiennes sont définies à un instant donné dans toute l'atmosphère et sont advectées dans le temps selon le champ de vent du modèle numérique de prévision du temps du CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme). Les particules qui sortent du domaine d'étude sont détruites tandis que d'autres sont créées sur les bords du domaine par lesquels elles entrent. Dans la couche limite planétaire, les trajectoires sont modifiées par un mouvement aléatoire simulant le transport par turbulence. Le transport convectif sous-maille quant à lui, peut être représenté par un schéma redistribuant les particules sur la verticale. Une fois les trajectoires déterminées, elles peuvent être utilisées comme dans l'étude de Stohl et James (2004) pour sélectionner les particules qui viennent sur la zone des précipitations pendant l'épisode et où leur contenu en eau diminue sensiblement.

La méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999) construit les trajectoires de particules lagrangiennes d'air atmosphérique à rebours. Les particules sont définies dans les colonnes atmosphériques affectées par des précipitations. Dans chaque colonne, le nombre de particules est proportionnel à l'intensité des précipitations et leur répartition sur la verticale suit le profil d'eau précipitable. Les rétro-trajectoires des particules sont construites de manière quasi-isentropique par pas de 1 h à partir du champ de vent horizontal des réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction). L'advection horizontale des particules au pas de temps n est estimée en faisant la moyenne d'une part de leur déplacement à rebours depuis leur dernière position (au temps n) et d'autre part de leur déplacement avec le temps à partir du terminus du déplacement à rebours précédent (au temps $n - 1$). Les transports sous-maille convectifs et turbulents ne sont pas pris en compte. Enfin, l'altitude des particules est déterminée de manière à suivre des surfaces isentropes.

Le calcul des trajectoires lagrangiennes des particules d'air avec ces deux méthodes nécessite des interpolations spatiales pour estimer le champ de vent à la position des particules à partir de ses valeurs aux points de grille du modèle numérique de prévision du temps utilisé. Par ailleurs, ces deux méthodes ne calculent pas les trajectoires des particules au fur et à mesure de l'évolution temporelle du modèle numérique, mais *a posteriori* (ou «off-line»), en utilisant les sorties du modèle. La fréquence temporelle de ces sorties (3 h à 6 h) ne permet pas de prendre en compte les variations rapides du flux qui

peuvent pourtant être importantes, notamment en basses couches. Une construction des trajectoires par pas de temps plus fin, comme pour la méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999), demande alors en outre des interpolations temporelles du champ de vent.

Contrairement aux deux méthodes précédentes, celle proposée par Schär et Wernli (1993) effectue les calculs nécessaires à la construction des trajectoires lagrangiennes au fur et à mesure que le modèle numérique de prévision du temps évolue dans le temps. Pour cela, trois champs eulériens passifs sont ajoutés aux variables usuelles du modèle. Pour chaque point de grille du modèle numérique, ils indiquent à tout instant la position initiale qu'avait la particule située en ce point de grille au moment considéré. En sortant régulièrement (par exemple toutes les heures) les valeurs de ces trois champs et en les ré-initialisant aux mêmes instants, on peut reconstituer des rétro-trajectoires pour n'importe quelle particule lagrangienne (cf. section 2.5.2 pour plus de détails). Les trois champs eulériens ajoutés évoluent dans le temps par simple advection selon le vent et les transports sous-maille convectifs et turbulents. À l'inverse des deux précédentes méthodes, celle-ci évite toute interpolation spatiale ou temporelle du champ de vent et permet de prendre en compte les variations rapide du flux. Elle paraît ainsi plus précise.

D'autres études, comme celles de Keil *et al.* (1999) ou Smith *et al.* (2010), privilégient des calculs de bilan en eau pour analyser les flux de vapeur d'eau et d'hydrométéores alimentant les zones de fortes précipitations. Une telle approche ne permet pas réellement d'identifier les sources de l'humidité. Par contre, elle fournit une analyse du transport de la vapeur d'eau et des hydrométéores intégrée spatialement et de façon continue dans le temps au lieu d'une simple description ponctuelle de trajectoires particulières. Les deux approches, lagrangienne et par bilans, paraissent ainsi relativement complémentaires.

1.3.2 Résultats des études précédentes sur des systèmes méditerranéens particuliers

Des études se sont intéressées plus spécifiquement à l'alimentation en humidité des pluies intenses sur le pourtour méditerranéen. En particulier, Reale *et al.* (2001) et Turato *et al.* (2004) ont étudié l'origine de l'humidité alimentant deux épisodes particuliers sur le Piémont italien selon la méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999). Ils ont mis en évidence que pour les deux épisodes étudiés, de la vapeur d'eau avait été apportée aux systèmes fortement précipitants méditerranéens par des transitions extra-tropicales de cyclones tropicaux. Krichak *et al.* (2004) montrent que ce fut également le cas lors d'un épisode sur Israël.

Turato *et al.* (2004) soulignent par ailleurs pour leur cas d'étude, un apport important de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de l'Est de l'océan Atlantique ainsi que la présence d'une contribution de la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale) africaine. L'Est de l'océan Atlantique est dans ce cas la source d'humidité la plus importante avec l'apport d'environ 40 % de la vapeur d'eau alimentant les systèmes précipitants contre seulement 20 % pour la Méditerranée. L'échelle de temps de l'advection de l'humidité depuis les diverses sources identifiées vers les systèmes précipitants est estimée à environ 2 jours pour la source locale qu'est la Méditerranée, de 2 à 5 jours pour les contributions de la ZCIT africaine et l'évaporation de l'Est de l'océan Atlantique et une semaine et plus pour l'apport provenant des transitions extra-tropicales de cyclones tropicaux. L'étude de

Turato *et al.* (2004) utilise des bilans en eau conjointement à l'analyse de rétro-trajectoires pour confirmer l'importance globale de l'apport d'humidité extérieure à la Méditerranée.

Krichak et Alpert (1998), pour leur part, se sont intéressés avec la méthode de Schär et Wernli (1993) à l'advection d'humidité contribuant à un épisode sur Israël. Ils y mettent en évidence un apport d'humidité vers l'Est du bassin méditerranéen provenant de l'advection de masses d'air depuis la mer d'Arabie et passant par la mer Rouge. L'Ouest de la Méditerranée est quant à elle humidifiée par l'advection de masses d'air provenant d'Afrique tropicale.

1.4 Conclusion

Les épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne peuvent résulter de différents phénomènes météorologiques. Qu'ils soient associés à des systèmes précipitants dynamiques persistants de grande échelle ou à des systèmes convectifs de mésoéchelle quasi-stationnaires ou à une combinaison des deux, l'advection d'humidité vers les côtes est un des ingrédients majeurs de leur mise en place et de leur entretien.

Des premières études se sont intéressées à l'alimentation en humidité de ces épisodes. Elles ont mis en évidence sur quelques cas particuliers, la contribution de sources d'humidité extérieures à la Méditerranée. Sur ces quelques épisodes, diverses sources ont été identifiées et certaines semblaient intervenir plus fréquemment que d'autres. L'importance relative de ces sources diverses n'a par ailleurs été estimée que dans le cas étudié par Turato *et al.* (2004).

Dans ce travail de thèse, on souhaite approfondir et généraliser les résultats de ces études précédentes en identifiant systématiquement sur tout un ensemble de cas de pluies intenses méditerranéennes les sources d'humidité alimentant les systèmes précipitants ainsi que leur importance relative. On souhaite de plus caractériser les trajectoires du transport d'humidité depuis les diverses sources extérieures. Les résultats des études précédentes semblent montrer que les sources d'humidité alimentant les systèmes fortement précipitants sont différentes selon la localisation géographique des précipitations. Afin de réaliser une étude significative, nous nous focalisons sur une région particulière, à savoir le Nord-Ouest du bassin méditerranéen et plus précisément les côtes françaises.

La méthode adoptée pour cette étude combine d'une part une analyse de trajectoires lagrangiennes calculées avec l'outil développé par Gheusi et Stein (2002) et basé sur la méthode de Schär et Wernli (1993) qui s'avère être la plus précise, et d'autre part des calculs de bilans en eau. Le chapitre suivant précise la méthodologie de notre étude.

Chapitre 2

Méthodologie

Sommaire

2.1	Stratégie de l'étude	27
2.1.1	Simulations numériques multi-échelles	28
2.1.2	Analyse lagrangienne	28
2.1.3	Bilans en eau	30
2.2	Le modèle de recherche Mésos-NH	30
2.3	Définition des simulations	32
2.3.1	Domaines	32
2.3.2	Conditions initiales et aux limites	33
2.4	Sélection des cas d'étude	34
2.5	Les outils diagnostiques	35
2.5.1	Paramètres diagnostiques de la convection	35
2.5.2	Trajectoires lagrangiennes	37
2.5.3	Bilans en eau	38

Dans ce chapitre, on présente la méthodologie mise en œuvre pour l'étude de l'approvisionnement en humidité des pluies intenses sur le Sud-Est de la France. Après une description de la stratégie adoptée pour mener à bien cette étude, nous présentons les différents outils qui ont été utilisés.

2.1 Stratégie de l'étude

Comme indiqué dans le chapitre précédent, l'alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants est étudiée selon une double approche. Tout d'abord, une analyse lagrangienne multi-échelle du flux d'alimentation est réalisée afin d'en déterminer l'origine ainsi que les principales caractéristiques (étendue verticale, trajectoire, vitesse d'advection, paramètres thermodynamiques) - cf. chapitre 3. Les résultats ainsi obtenus sont ensuite confrontés à une analyse intégrée et quantitative des flux d'humidité sur la Méditerranée au travers de la réalisation de bilans en eau - cf. chapitre 4. On s'intéresse plus

particulièrement aux termes de flux horizontal d'humidité sur le pourtour méditerranéen et de flux d'évaporation au-dessus de la mer. L'évaluation de leur importance relative indique le poids des contributions respectives des sources d'humidité lointaines et de la source locale méditerranéenne dans l'alimentation des systèmes fortement précipitants simulés.

Cette étude de l'alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants est réalisée grâce à des simulations numériques multi-échelles des épisodes de pluies intenses.

2.1.1 Simulations numériques multi-échelles

Pour chaque épisode, deux simulations numériques sont réalisées à partir des meilleures analyses disponibles de l'état de l'atmosphère. La première simulation est à une résolution horizontale de quelques kilomètres. Elle est initialisée quelques heures avant l'épisode par une analyse de fine échelle. Elle a pour objet de fournir une représentation réaliste des systèmes précipitants et de leur alimentation à court terme.

La seconde simulation vise quant à elle à décrire l'origine et le transport de l'humidité sur une période plus longue. Les résultats de Turato *et al.* (2004) indiquent qu'environ 80 % de l'humidité qui participe à l'alimentation des systèmes fortement précipitants de l'épisode italien de 2000 sur la région Piémont, est advectée depuis sa source d'évaporation dans les 3 jours précédant l'épisode. On choisit en conséquence d'initialiser cette seconde simulation 4 jours avant l'épisode. Sur une telle période, l'évolution des masses d'air est essentiellement régie par les conditions synoptiques et de mésoéchelle. Cette seconde simulation peut donc adopter une résolution plus lâche que la première sans perte majeure d'informations sur les sources et le transport d'humidité. Ceci permet de la faire tourner sur cette période plus longue pour un coût informatique raisonnable. La seconde simulation réalise ainsi une descente en échelle de ré-analyses synoptiques sur deux domaines imbriqués de 40 km et 10 km, la simulation à 40 km de résolution horizontale étant fortement rappelée vers la solution du modèle à 10 km sur leur zone de recouvrement. La descente à 10 km permet de décrire l'adaptation dynamique du flux synoptique au relief du pourtour méditerranéen. Ainsi, l'influence du relief sur le transport de l'humidité, dont notamment les couloirs de vent, le développement d'effet de Foehn ou de cyclogénèses sous le vent des reliefs méditerranéens, etc., est représentée dans nos simulations.

2.1.2 Analyse lagrangienne

L'analyse lagrangienne du flux d'alimentation est effectuée pour chacune des différentes phases des systèmes fortement précipitants simulés, à savoir leur initiation et leur phase mature avec d'éventuelles distinctions selon la présence ou non et la position d'un front. Les différentes phases sont identifiées à partir des réflectivités radar des systèmes précipitants simulés. La phase de dissipation-évacuation n'est pas traitée car l'alimentation des systèmes n'y est plus assez représentative. Pour réaliser ces analyses lagrangiennes, quelques particules d'air sont sélectionnées dans les ascendances des systèmes précipitants simulés à fine échelle. Ces particules sont prises soit en milieu de troposphère (4-6 km) dans le cas de précipitations non convectives ou lors de l'initiation des précipitations convectives, soit près de la tropopause (9-10 km) lors de la phase mature

de précipitations convectives. Les particules d'air sont ensuite suivies à rebours dans les simulations à échelle convective aussi longtemps qu'elles demeurent à l'intérieur du domaine de simulation et au plus jusqu'à 3 heures après le début de la simulation.

Ces rétro-trajectoires permettent de caractériser le flux d'alimentation à court terme des systèmes fortement précipitants. L'origine plus lointaine de ce flux d'alimentation ainsi que les trajectoires du transport d'humidité sur les 4 jours précédant l'épisode sont ensuite étudiées par une nouvelle analyse lagrangienne effectuée avec les simulations à plus grande échelle. Le principe de cette analyse multi-échelle en deux temps est illustré avec la figure 2.1. Le flux d'alimentation à court terme diagnostiqué d'après les rétro-trajectoires à fine échelle est identifié dans la simulation à plus grande échelle. Pour assurer une continuité entre les deux analyses lagrangiennes, on vérifie tout d'abord la cohérence des champs d'humidité et de vent de l'alimentation à court terme dans les simulations de grande et de fine échelle. De nouvelles particules d'air lagrangiennes sont alors sélectionnées au niveau de la fin des rétro-trajectoires de fine échelle de manière à ré-échantillonner cette alimentation à court terme dans la simulation à 10 km. Si un léger décalage spatial de l'alimentation a été constaté entre les simulations de grande et de fine échelle, le ré-échantillonnage est réalisé sur une zone géographique plus large couvrant non seulement l'alimentation diagnostiquée par la simulation à fine échelle, mais aussi une zone voisine décalée d'après l'écart constaté entre les deux simulations. Les particules sont suivies à rebours avec la simulation à 10 km tant qu'elles demeurent à l'intérieur du domaine de simulation à 10 km et au plus jusqu'à 3 heures après le début de la simulation. Si les particules sortent rapidement du domaine de la simulation à 10 km,

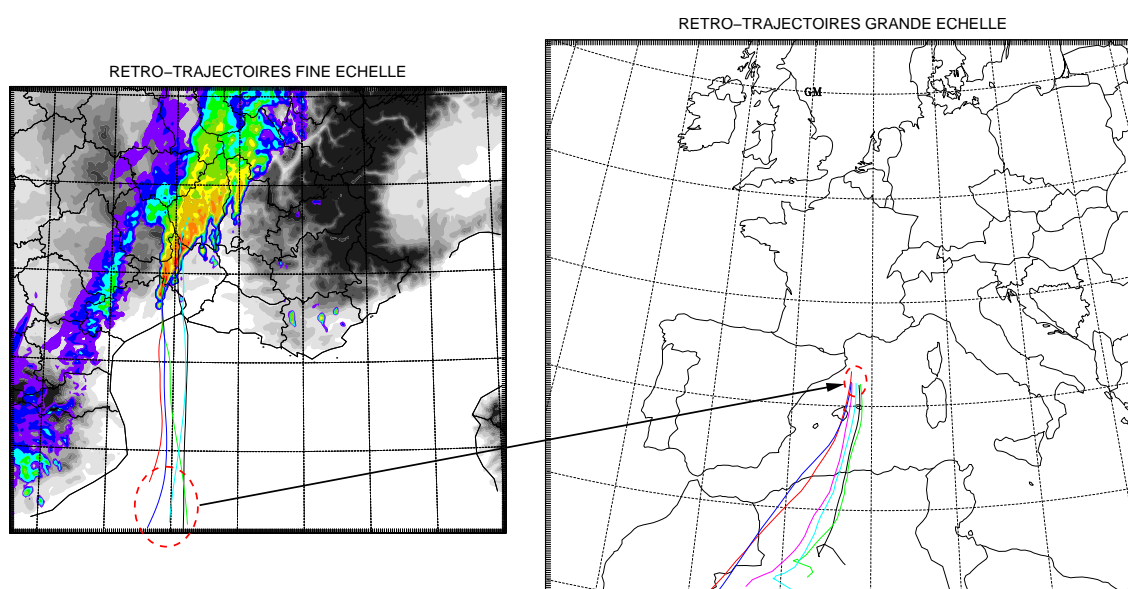


FIG. 2.1 – Principe de l'étude du flux d'alimentation par rétro-trajectoires multi-échelles. Le flux d'alimentation à court terme marqué par l'ellipse rouge, est diagnostiqué d'après les rétro-trajectoires à fine échelle (présentées à gauche avec le champ de réflectivités radar à 2500 m d'altitude) puis identifié et ré-échantillonné dans la simulation à plus grande échelle (à droite).

les rétro-trajectoires sont réalisées avec la simulation à 40 km, fortement rappelée vers la solution du modèle à 10 km sur leur zone de recouvrement. L'évolution des paramètres thermodynamiques de la masse d'air alimentant les systèmes précipitants est analysée tout au long des rétro-trajectoires.

2.1.3 Bilans en eau

L'analyse lagrangienne du flux d'alimentation fournit une description plutôt ponctuelle de l'apport d'humidité. Afin de la confronter à une analyse plus continue tant spatialement que temporellement, des bilans en eau sont réalisés sur la Méditerranée à partir de la simulation à 10 km. Le domaine de calcul des bilans en eau est adapté à chaque épisode d'après les résultats de l'analyse lagrangienne. Il est défini sur la Méditerranée, de manière à couvrir les zones maritimes dont l'évaporation contribue à l'alimentation des systèmes précipitants. Les différents termes du bilan en eau sont calculés toutes les 3 heures tout au long de la période de résidence de la masse d'air d'alimentation dans le domaine ainsi défini. Cette période est aussi déterminée d'après les résultats de l'analyse lagrangienne. Une étude du bilan en eau global sur toute la hauteur de l'atmosphère permet dans un premier temps d'en vérifier la fermeture. Les termes d'advection horizontale d'humidité sur le pourtour méditerranéen et de flux d'évaporation au-dessus de la mer sont ensuite analysés plus en détails. Pour une étude plus fine, le flux d'humidité horizontal est intégré séparément sur chaque côté du domaine de calcul des bilans. Cela nous permet de confirmer les résultats ponctuels de l'analyse lagrangienne et d'évaluer l'importance relative des différents termes d'apport d'humidité.

Dans la suite de ce chapitre, nous allons détailler les outils utilisés pour la mise en œuvre de cette stratégie d'étude. Nous allons ainsi tout d'abord nous intéresser aux caractéristiques du modèle numérique utilisé pour les simulations. Puis nous définirons les domaines et l'organisation des simulations avant de préciser la sélection des épisodes de pluies intenses étudiés. Enfin, nous présenterons les outils diagnostiques utilisés pour analyser les résultats des simulations. En particulier, nous présenterons les méthodes de calcul des trajectoires lagrangiennes et des bilans en eau.

2.2 Le modèle de recherche Mésos-NH

Le modèle Mésos-NH (Lafore *et al.* (1998), <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>) est un modèle atmosphérique numérique 3D de mésoéchelle développé pour la recherche. La configuration du modèle adoptée pour cette étude définit 40 niveaux verticaux entre 72 m et 19.8 km selon la coordonnée verticale de Gal-Chen et Somerville (1975). Cette coordonnée verticale hybride suit l'orographie près de la surface et est horizontale au sommet de la grille. L'écartement des niveaux verticaux varie de 78 m près de la surface à 1 km vers le toit du modèle.

La dynamique est régie par le système d'équations non-hydrostatiques pseudo-incompressibles de Durran (1989). Les équations sont discrétisées par différences finies centrées de second ordre et un schéma «leap-frog» explicite. Ses variables pronostiques sont les trois composantes cartésiennes du vent, la température potentielle, les rapports de

mélange de la vapeur d'eau et de 5 espèces d'hydrométéores - eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, cristaux de glace primaire, neige et graupel, ainsi que l'énergie cinétique turbulente (TKE pour Turbulent Kinetic Energy en anglais). La pression est diagnostiquée par résolution d'une équation elliptique tridimensionnelle obtenue à partir des équations de continuité et de mouvement. La représentation des hydrométéores en 5 classes permet de décrire précisément dans le modèle le cycle de l'eau et les processus nuageux.

Les équations pronostiques régissant l'évolution des rapports de mélange de la vapeur d'eau et des 5 espèces d'hydrométéores suivent un schéma microphysique mixte à 1 moment de type bulk (Caniaux *et al.*, 1994; Pinty et Jabouille, 1998). Ce schéma combine une paramétrisation de la glace en 3 classes avec un schéma de Kessler pour les processus nuageux chauds. La paramétrisation de la turbulence est uni-dimensionnelle selon la verticale avec une fermeture de l'équation de l'énergie cinétique turbulente à l'ordre 1.5 (Cuxart *et al.*, 2000). La longueur de mélange y est définie selon Bougeault et Lacarrère (1989). La convection peu profonde est paramétrée selon le schéma EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux) décrit dans Pergaud *et al.* (2009). Lorsque le modèle Méso-NH est utilisé avec une résolution horizontale inférieure à 10 km, la convection profonde sous-maille est également paramétrée, selon le schéma de Kain et Fritsch (1993) adapté par Bechtold *et al.* (2001). À une résolution supérieure à 4 km, elle est considérée comme explicitement résolue par le modèle et on n'utilise plus de paramétrisation de la convection profonde. Le rayonnement est quant à lui paramétré avec les schémas du CEPMMT, le schéma RRTM (Rapid Radiation Transfer Model, Mlawer *et al.* (1997)) dans les grandes longueurs d'onde, et celui de Morcrette (1991) dans les courtes longueurs d'onde.

Méso-NH peut tourner simultanément sur plusieurs domaines géographiques avec des grilles imbriquées. Les différents domaines interagissent : le plus grand domaine fournit les conditions aux limites latérales pour le plus petit domaine tandis que, sur la zone de recouvrement des deux grilles, les variables du grand domaine sont rappelées avec une durée de relaxation courte, vers les valeurs de la grille fine (Stein *et al.*, 2000).

Le traitement de la surface et de son interaction avec l'atmosphère est externalisé hors du modèle atmosphérique Méso-NH. L'évolution de l'état du sol ainsi que les échanges entre la surface et l'atmosphère sont calculés par le modèle SURFEX. Ces paramètres servent alors au modèle atmosphérique en tant que conditions aux limites sur le bord inférieur. SURFEX fournit également au modèle atmosphérique des informations nécessaires aux calculs de rayonnement telles que la température de surface, l'albédo ou l'émissivité de surface. Le calcul des paramètres du sol et des flux d'échange avec l'atmosphère est effectué par SURFEX selon 4 schémas différents selon le type de surface considéré : ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere, Noilhan et Mahfouf (1996)) pour les surfaces végétales, TEB (Town Energy Balance, Masson (2000)) pour les surfaces urbaines, Flake (Mironov *et al.*, 2005) pour les lacs et la paramétrisation ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates, Belamari (2005)) pour les surfaces marines. La couverture de chaque type de surface est fournie par la base de données ECOCLIMAP2 (Masson *et al.*, 2003). Chaque point de grille peut combiner plusieurs types de surface. Les flux d'échange surface-atmosphère calculés par SURFEX sont alors une moyenne des flux des différents types de surface pondérée par leur fraction respective dans le point de grille.

2.3 Définition des simulations

2.3.1 Domaines

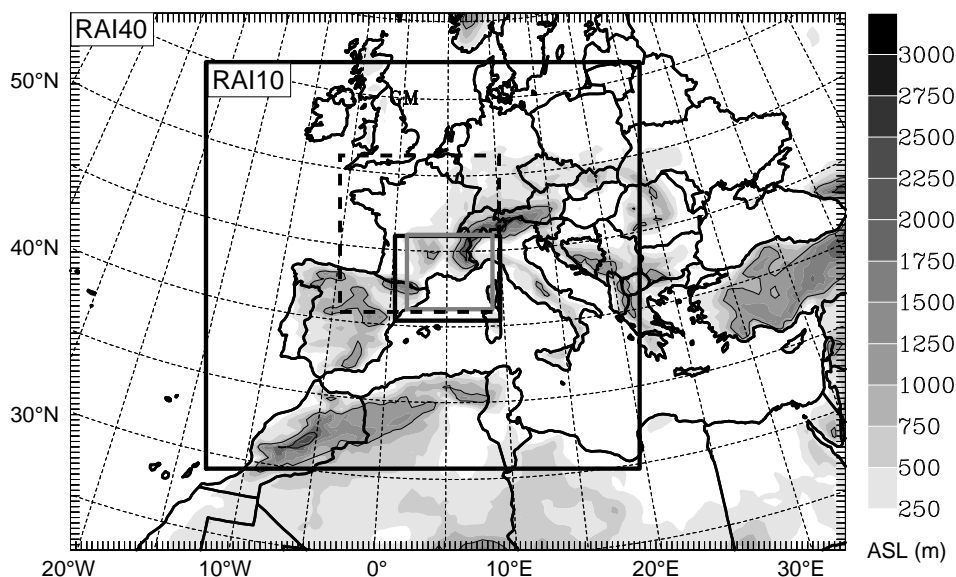


FIG. 2.2 – Domaines des simulations HRA2.5 (trait plein gris) et RAI (trait plein noir). Les limites du domaine AROME-FRANCE opérationnel en 2008-2009 sont également marquées en traits pointillés noirs. Le relief est tracé en échelle de gris avec des contours à 1000 m et 2000 m.

Les simulations à échelle convective, appelées dans la suite HRA2.5, sont réalisées avec le modèle de recherche Mésos-NH sur un domaine de 625×560 km couvrant le Nord-Ouest du bassin méditerranéen à une résolution horizontale de 2.5 km. Le positionnement exact de ce domaine est indiqué sur la figure 2.2.

Les simulations à plus grande échelle sont également effectuées avec Mésos-NH, mais sur deux domaines imbriqués interactifs (selon le principe présenté dans la section précédente). Ces simulations sont nommées RAIxx, avec xx la résolution du domaine considéré. Le domaine le plus grand, de 40 km de résolution horizontale, couvre toute l'Europe, l'Est de l'Atlantique, la Méditerranée et l'Afrique du Nord (cf. Fig. 2.2). Le second domaine, de 10 km de résolution horizontale, couvre l'Europe de l'Ouest, le Maghreb et l'Ouest du bassin méditerranéen (cf. Fig. 2.2).

Ces domaines couvrent les zones sources d'humidité identifiées dans des études précédentes comme contribuant à l'alimentation des épisodes fortement précipitants dans les 4 derniers jours avant leur déclenchement. Notamment, les principales sources identifiées par Turato *et al.* (2004) (Est de l'océan Atlantique et Méditerranée) sont couvertes par la simulation RAI10 tandis que la simulation RAI40 permet de décrire les sources plus lointaines (advection d'humidité tropicale).

La veille de l'épisode, un troisième domaine imbriqué de 2.5 km de résolution horizontale rétro-agissant avec RAI10 est ajouté pour faciliter la comparaison des simulations RAI avec HRA2.5. Le positionnement de ce domaine est également indiqué figure 2.2.

2.3.2 Conditions initiales et aux limites

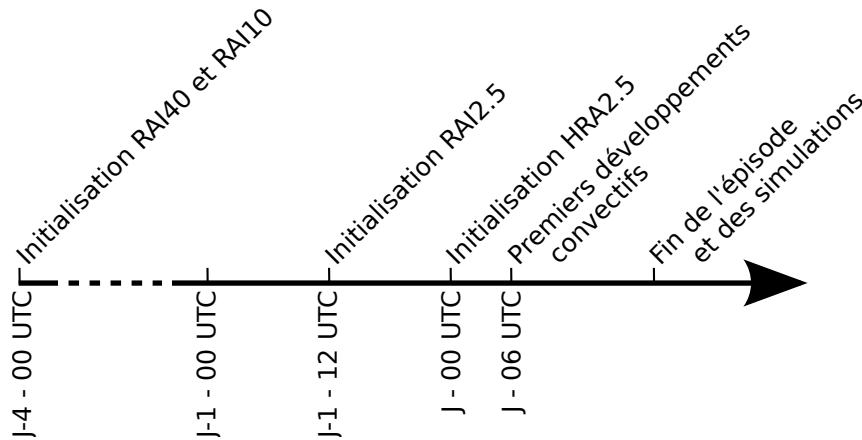


FIG. 2.3 – Organisation temporelle des simulations HRA2.5 et RAI pour un épisode où la convection se déclenche à 06 UTC.

Pour chaque épisode, une simulation à l'échelle convective est initialisée entre 2 h et 7 h avant les premiers développements convectifs donnant des réflectivités radar observées de plus de 35 dBz à 40 dBz. La durée de la simulation couvre tout l'épisode précipitant, soit 18 h à 36 h selon les cas.

Pour les conditions initiales et aux limites, on utilise les analyses opérationnelles AROME. Il s'agit des meilleures analyses disponibles à fine échelle. Elles sont produites sur la France par un cycle d'assimilation 3D-Var de 3 h avec une résolution horizontale de 2.5 km (cf. section 8 pour une présentation du modèle). Comme le modèle Mésos-NH, ces analyses disposent d'une bonne représentation des hydrométéores et des processus physiques ce qui leur permet de décrire précisément le cycle de l'eau. De plus, l'utilisation de ces analyses pour forcer les simulations à fine échelle est particulièrement adaptée car le modèle AROME est très proche de la configuration du modèle Mésos-NH adoptée pour cette étude (paramétrisations physiques et résolution similaires). La mise à l'équilibre de la simulation est ainsi très rapide et ne perturbe pas les premiers développements convectifs. Les analyses AROME permettent d'initialiser et de forcer sur les bords du domaine les variables Mésos-NH de vent, température, pression et humidité, ainsi que les variables d'hydrométéores. Le forçage par les conditions aux limites latérales est rappelé progressivement sur les 5 points de grille extérieurs.

Les simulations RAI40 et RAI10 sont initialisées 4 jours avant chaque épisode et durent jusqu'à la fin des précipitations intenses. Leurs conditions initiales ainsi que les conditions aux limites latérales de RAI40 sont fournies par les ré-analyses ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2007). Ces réanalyses récentes sont particulièrement adaptées aux besoins de notre étude car elles proposent une description améliorée du champ d'humidité atmosphérique (Uppala *et al.*, 2008). Elles permettent d'initialiser et de forcer sur les bords du domaine les variables Mésos-NH de vent, température, pression et humidité.

L'organisation temporelle des simulations RAI et HRA2.5 est résumée figure 2.3.

2.4 Sélection des cas d'étude

Dans cette étude, l'alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants est étudiée systématiquement sur tout un ensemble d'épisodes de pluies intenses sélectionnés selon des critères objectifs. Comme indiqué en fin du chapitre 1, on s'intéresse à des épisodes ayant affecté le Sud-Est de la France. Les épisodes sur la Corse sont écartés de l'étude car les limites du domaine du modèle AROME sont trop proches de l'île pour qu'on puisse disposer d'une simulation performante à fine échelle de ces épisodes. De même, les analyses AROME nécessaires à notre protocole d'étude n'étant disponibles que depuis 2008, on se limite à l'étude de l'alimentation des épisodes de pluies intenses des années 2008 et 2009. Enfin, la sélection des cas d'étude se restreint aux mois entre août et janvier car ils regroupent la très large majorité des épisodes de pluies intenses comme le montre la climatologie sur 40 ans établie par Ricard *et al.* (2011) et présentée en introduction (figure 3, p. 4).

Tous les épisodes de pluies intenses vérifiant ces critères sont retenus pour l'étude. Comme indiqué en introduction, les épisodes de pluies intenses sont souvent définis par des précipitations supérieures au seuil de 150 mm en 24 h. Un épisode précipitant est donc sélectionné comme cas d'étude lorsqu'au moins une station du réseau pluviométrique de Météo-France et des réseaux partenaires (réseaux des Services de Prévision des Crues, des Directions Départementales de l'Équipement, d'Électricité De France, de l'Office National des Forêts, de l'Institut National de la Recherche Agronomique, du Commissariat à l'Énergie Atomique, etc.) enregistre un cumul 24 h supérieur à ce seuil. Avec plus de mille stations sur le Sud-Est de la France (soit environ 148 stations pour 10000 km²), la densité de ce réseau est suffisamment élevée pour permettre de détecter l'ensemble des épisodes de pluies intenses dans la région.

Cette procédure de sélection nous amène à retenir 10 épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France. Ils sont listés dans le tableau 2.1 avec leur localisation géogra-

TAB. 2.1 – Liste des épisodes de pluies intenses sélectionnés pour l'étude. Pour la région affectée, CV remplace Cévennes-Vivarais, R Roussillon et SA Alpes du Sud. La localisation de ces zones géographiques est indiquée sur la figure 2 de l'article présenté dans le chapitre suivant ou sur la carte de la figure A.1 en annexe A, p. 151.

Date	Région affectée	Heure des premières cellules précipitantes	Initialisation des simulations HRA	Initialisation des simulations RAI
12 août 2008	CV	06 UTC	00 UTC	08 août 00 UTC
03 sept. 2008	CV	08 UTC	06 UTC	30 août 06 UTC
20 oct. 2008	CV	06 UTC	00 UTC	16 oct. 00 UTC
21 oct. 2008	CV	07 UTC	00 UTC	17 oct. 00 UTC
01 nov. 2008	CV	10 UTC	06 UTC	28 oct. 06 UTC
08 oct. 2009	CV	11 UTC	06 UTC	04 oct. 06 UTC
20 oct. 2009	CV	06 UTC	00 UTC	16 oct. 00 UTC
18 sep. 2009	SA	03 UTC	00 UTC	14 sept. 00 UTC
22 oct. 2009	SA	09 UTC	06 UTC	18 oct. 06 UTC
26 déc. 2008	R	04 UTC	00 UTC	22 déc. 00 UTC

phique et l'heure de leur déclenchement. Les instants d'initialisation des simulations RAI et HRA2.5 sont également indiqués. Une localisation plus précise des cumuls maximaux des 10 épisodes est présentée sur la figure 2 de l'article présenté dans le chapitre suivant. On retrouve dans notre sélection l'ensemble des zones géographiques habituellement touchées par ces événements extrêmes (indiquées en introduction par la figure 2). Par ailleurs, il apparaît que tous les épisodes sélectionnés sauf celui du 26 décembre 2008 sont dus à des MCS quasi-stationnaires. Au contraire, les précipitations de l'épisode du 26 décembre 2008 sont attribuables à un système précipitant persistant de grande échelle.

2.5 Les outils diagnostiques

2.5.1 Paramètres diagnostiques de la convection

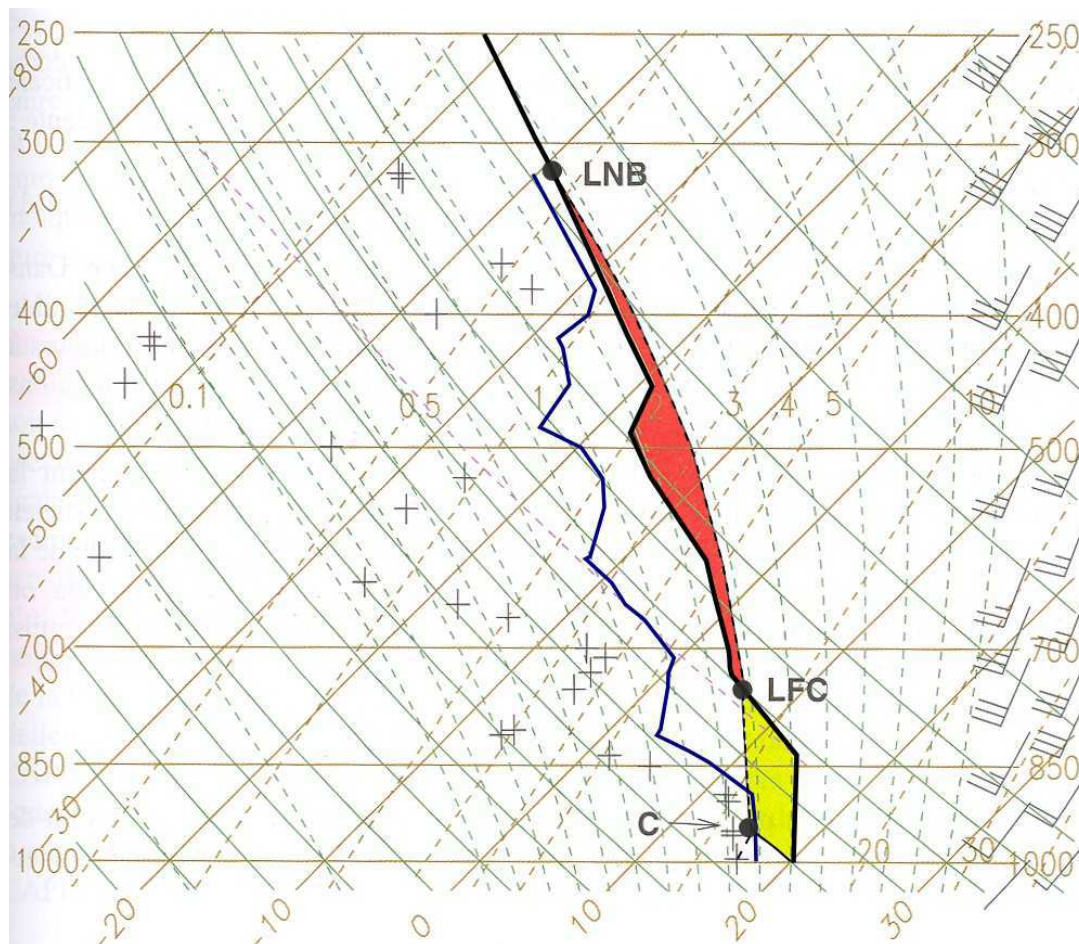


FIG. 2.4 – Émagramme d'un radiosondage. D'après Malardel (2005).

Différents paramètres peuvent être calculés afin de caractériser l'instabilité d'une masse d'air, son développement convectif potentiel et son alimentation en humidité. Ces paramètres se basent sur la structure verticale de la masse d'air dont les principaux éléments peuvent être résumés sur un émagramme comme dans la figure 2.4.

L'égramme permet de déterminer le point de condensation C d'une particule ainsi que son niveau de convection libre (LFC pour «Level of Free Convection» en anglais) et son niveau de flottabilité neutre (LNB pour «Level of Neutral Buoyancy» en anglais) comme montré sur la figure 2.4. Le point de condensation est l'état thermodynamique (P_c, T_c) auquel la particule sature lors d'une détente adiabatique sèche. La pression au point de condensation indique la hauteur de la base des nuages convectifs. Le niveau de convection libre est le niveau auquel il faut monter la particule par détente adiabatique sèche et/ou saturée pour qu'elle devienne instable (plus légère que l'air environnant). Si une masse d'air subit une ascendance suffisante pour que ses particules atteignent LFC, la convection se déclenche. Ceci peut arriver lors d'un soulèvement orographique ou frontal ou encore suite à de la convergence en basses couches. Au-delà de LFC, la particule poursuit son ascension adiabatique saturée jusqu'au niveau de flottabilité neutre, niveau auquel la particule redevient stable (plus lourde que l'air environnant). Ce niveau correspond à la hauteur du sommet des nuages convectifs.

Le potentiel convectif d'une masse d'air est estimé à partir de la CAPE («Convective Available Potential Energy» ou «énergie potentielle convective disponible» en français). Ce paramètre évalue l'énergie totale qui peut être libérée et transformée en énergie cinétique verticale lors d'une ascendance convective depuis le sol. Il indique ainsi l'importance potentielle de la vitesse verticale maximale w_{max} d'une ascendance convective.

$$\begin{aligned} \text{CAPE} &= \int_{LFC}^{LNB} g \frac{\theta_{vp} - \theta_{ve}}{\theta_{ve}} dz = - \int_{LFC}^{LNB} (T_{vp} - T_{ve}) R_a d(\ln P) \quad (\text{en J/kg}) \quad (2.1) \\ \text{CAPE} &= \frac{1}{2} w_{max}^2 \end{aligned}$$

avec θ_{vp} et θ_{ve} les températures potentielles virtuelles respectivement de la particule et de l'air environnant (en K), T_{vp} et T_{ve} les températures virtuelles de la particule et de l'air environnant (en K), g la constante de gravitation et R_a la constante des gaz parfaits pour l'air sec. La CAPE est proportionnelle à l'aire rouge sur l'égramme de la figure 2.4.

Pour que la CAPE soit libérée, il faut que les particules atteignent leur niveau de convection libre LFC. L'énergie nécessaire pour soulever les particules depuis leur position initiale jusqu'au LFC est estimée par la CIN («Convective INhibition» ou «inhibition convective» en français) :

$$\text{CIN} = \int_{z_i}^{LFC} g \frac{\theta_{vp} - \theta_{ve}}{\theta_{ve}} dz = - \int_{z_i}^{LFC} (T_{vp} - T_{ve}) R_a d(\ln P) \quad (\text{en J/kg}) \quad (2.2)$$

z_i est l'altitude initiale de la particule. La CIN est proportionnelle à l'aire jaune sur l'égramme de la figure 2.4.

Enfin, pour caractériser le transport horizontal d'humidité dans la basse troposphère, on calcule le paramètre \mathbf{Q}_{3000} , le flux horizontal d'humidité intégré verticalement sur 3 km depuis la surface :

$$\mathbf{Q}_{3000} = \int_0^{z=3km} \rho_{air} q_v \mathbf{v}_h dz \quad (\text{en kg/m/s}) \quad (2.3)$$

où ρ_{air} est la masse volumique de l'air humide q_v est l'humidité spécifique et \mathbf{v}_h est le vent horizontal. Ce paramètre a notamment été trouvé pertinent dans l'étude de Nuissier *et al.* (2008) pour caractériser un des ingrédients majeurs des épisodes de pluies intenses, à savoir l'advection d'humidité en basses couches.

2.5.2 Trajectoires lagrangiennes

L'analyse lagrangienne du flux d'alimentation des systèmes fortement précipitants est réalisée grâce à l'outil de trajectoires lagrangiennes de Gheusi et Stein (2002). Dérivé de la technique de Schär et Wernli (1993), cet outil est basé sur le calcul eulérien des trois champs $X_0(x, y, z, t)$, $Y_0(x, y, z, t)$ et $Z_0(x, y, z, t)$ référant à la position initiale à t_0 de la particule située en (x, y, z) à l'instant t . Ces trois champs eulériens sont assimilables à des traceurs passifs initialisés avec les trois coordonnées spatiales et transportés par le flux selon l'équation suivante :

$$\frac{\partial \mathbf{X}_0}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \vec{\nabla} \mathbf{X}_0 = \vec{0} \quad (2.4)$$

où \mathbf{X}_0 est le vecteur (X_0, Y_0, Z_0) et \mathbf{v} est le vecteur vent tridimensionnel.

Du fait de la discrétisation du modèle, l'advection par les mouvements résolus de l'atmosphère et calculée par le schéma d'advection ne couvre pas l'ensemble du transport subi par les traceurs passifs. Afin de faire évoluer les traceurs passifs en tenant compte de tous les processus d'advection, on considère également le transport par les mouvements turbulents et convectifs sous-maille.

L'évolution des champs de traceurs passifs est traitée directement dans le modèle eulérien, à chaque pas de temps et en chaque point de grille modèle, en parallèle des autres variables du modèle. Ceci permet d'éviter toute interpolation spatiale ou temporelle du champ de vent, contrairement aux outils de trajectoires lagrangiens «off-line» classiques (tels que FLEXPART (Stohl et James, 2004) ou la méthode de Dirmeyer et Brubaker (1999) présentés dans la section 1.3.1).

Cet outil permet de construire des rétro-trajectoires selon le principe présenté sur la figure 2.5. Pour cela, les valeurs des trois champs eulériens passifs, X_0 , Y_0 et Z_0 , doivent

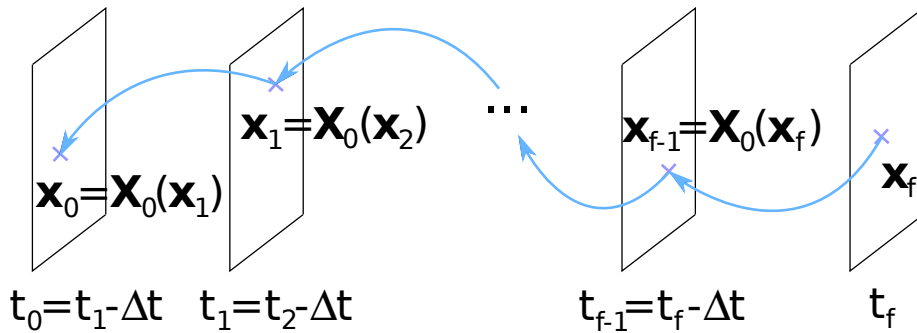


FIG. 2.5 – Principe de construction d'une rétro-trajectoire par pas de Δt et partant de la position $\mathbf{x}_f = (x_f, y_f, z_f)$ à t_f . $\mathbf{X}_0 = (X_0, Y_0, Z_0)$.

être sorties régulièrement (tous les Δt) et réinitialisées avec les trois coordonnées spatiales aux mêmes instants. On obtient ainsi une succession chronologique de champs de positions initiales $x_{t-\Delta t} = X_0(x, y, z, t)$, $y_{t-\Delta t} = Y_0(x, y, z, t)$ et $z_{t-\Delta t} = Z_0(x, y, z, t)$ qui permet de reconstituer des rétro-trajectoires pour n'importe quelle particule lagrangienne. Les rétro-trajectoires à fine échelle sont construites en réinitialisant les trois champs eulériens passifs X_0 , Y_0 et Z_0 toutes les 15 min. Ce choix d'un court intervalle de temps permet de décrire finement les trajectoires. Pour les rétro-trajectoires à plus grande échelle, cet intervalle a été porté à 3 h.

2.5.3 Bilans en eau

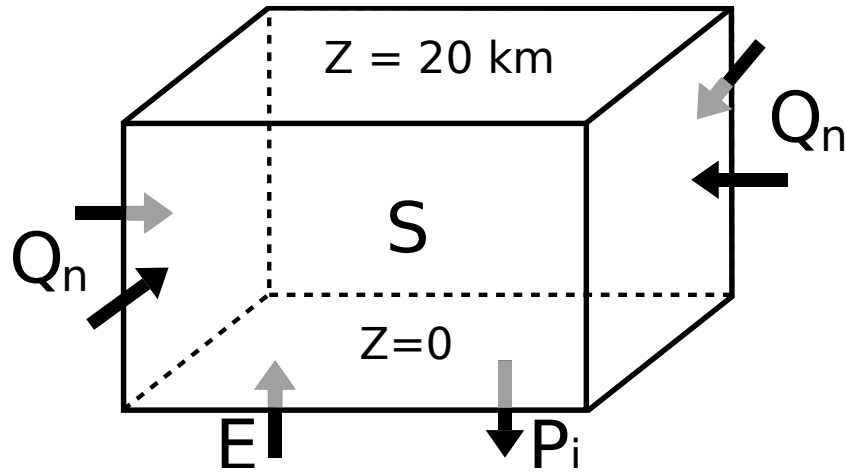


FIG. 2.6 – Termes de l'équation du bilan en eau. S est le terme de stockage d'eau dans le volume sous forme de vapeur d'eau et d'hydrométéores, E est le flux d'évaporation à la surface ($Z=0$), P_i les précipitations instantanées et Q_n le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores à travers les côtés verticaux du volume.

L'équation du bilan en eau traduit la conservation dans un volume du contenu en eau sous forme de vapeur d'eau et d'hydrométéores :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \iint_A (E - P_i) dA + \oint Q_n dl \quad (2.5)$$

où S est le terme de stockage d'eau sous forme de vapeur d'eau et d'hydrométéores dans le volume, E est le flux d'évaporation à la surface, P_i les précipitations instantanées, A est la section horizontale du volume considéré et $\oint Q_n dl$ est le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores à travers les côtés verticaux du volume. Les différents termes de cette équation sont représentés dans la figure 2.6. On considère qu'aucun flux de vapeur d'eau ou d'hydrométéores ne traverse la surface supérieure du volume. Cela paraît réaliste puisqu'elle se situe au-dessus de la tropopause.

Le terme de stockage S intègre l'eau précipitable (PW pour Precipitable Water en anglais) sur la surface de la section horizontale A . Sa variation temporelle est évaluée en

moyenne sur un intervalle de temps Δt (correspondant à la fréquence temporelle d'évaluation du bilan) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \iint_A \frac{\text{PW}(t + \Delta t) - \text{PW}(t)}{\Delta t} dA \quad (\text{en kg/s}) \quad (2.6)$$

L'eau précipitable correspond au poids de la vapeur d'eau et des hydrométéores contenus dans une colonne atmosphérique de 1 m^2 de section horizontale. Elle est calculée selon l'équation suivante :

$$\text{PW} = \int_z \rho_{air} q_{tot} dz \quad (\text{en kg/m}^2) \quad (2.7)$$

avec ρ_{air} la masse volumique de l'air humide et $q_{tot} = q_v + q_c + q_r + q_i + q_s + q_g$, la somme de l'humidité spécifique et des contenus spécifiques en hydrométéores présents dans nos simulations.

Le flux d'évaporation est donné par l'équation suivante :

$$E = \rho_{air} \overline{w'q'_v} \quad (\text{en kg/m}^2/\text{s}) \quad (2.8)$$

avec ρ_{air} la masse volumique de l'air humide et $\overline{w'q'_v}$ le flux vertical turbulent d'humidité spécifique et d'hydrométéores à la surface. Dans le cadre de la paramétrisation ECUME utilisée pour le calcul des flux sur les surfaces marines, ce flux est estimé selon l'équation :

$$E = \rho_{air} C_E \overline{U} (q_{sat}(T_s) - q_v(air)) \quad (2.9)$$

où C_E est le coefficient d'échange pour le flux d'évaporation, \overline{U} le module du vent horizontal moyen près de la surface, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique de saturation à la température de surface de la mer T_s , et $q_v(air)$ l'humidité spécifique de l'air au premier niveau du modèle au-dessus du sol. Cette équation traduit le renforcement de l'évaporation lorsque le vent de basses couches est plus fort, ou lorsque la température de la mer est plus élevée, ou enfin lorsque l'air de basses couches est plus sec.

Les précipitations instantanées sont évaluées en moyenne sur l'intervalle de temps Δt par :

$$P_i = \rho_w \frac{P_{acc}(t + \Delta t) - P_{acc}(t)}{\Delta t} \quad (\text{en kg/m}^2/\text{s}) \quad (2.10)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau et P_{acc} les précipitations accumulées.

Enfin, le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores normal aux bords verticaux du volume et intégré sur la verticale Q_n est calculé selon l'équation suivante :

$$Q_n = \int_z \rho_{air} q_{tot} v_n dz \quad (\text{en kg/m/s}) \quad (2.11)$$

avec ρ_{air} la masse volumique de l'air humide, $q_{tot} = q_v + q_c + q_r + q_i + q_s + q_g$ la somme de l'humidité spécifique et des contenus spécifiques en hydrométéores et v_n le vent horizontal normal aux côtés verticaux du volume considéré positivement s'il est orienté dans le sens d'un flux entrant dans le volume. L'intégration de Q_n sur chaque côté du domaine de calcul est identifiée dans la suite par Q_{CARD} , avec CARD le point cardinal localisant le côté considéré.

Dans cette étude, les différents termes du bilan en eau sont évalués toutes les trois heures. La variation temporelle du terme de stockage et les précipitations sont donc évaluées en moyenne sur cette fenêtre temporelle. Les termes de flux d'évaporation et de flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores sont quant à eux instantanés. Cependant, comme nous le verrons lors de l'analyse des bilans (chapitre 4), la valeur du flux d'évaporation intégré sur la surface A varie très peu sur cet intervalle de temps.

Chapitre 3

Caractérisation de l’approvisionnement en vapeur d’eau des systèmes fortement précipitants

Sommaire

3.1	Résumé de l’article : Origine de l’humidité alimentant les systèmes fortement précipitants sur le Sud-Est de la France	41
3.2	Article : Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France	43
3.3	Apport en humidité de la Méditerranée	61

Dans ce chapitre, on présente les résultats de l’analyse lagrangienne de l’alimentation en humidité des systèmes fortement précipitants pour notre sélection d’épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France. Ils permettent d’identifier et de caractériser les différentes sources d’humidité contribuant à l’alimentation des épisodes. Ces résultats ont fait l’objet d’un article publié au NHESS (Natural Hazards and Earth System Sciences) : Duffourg et Ducrocq (2011). Dans un premier temps, cet article est résumé avant d’être présenté en lui-même. Enfin, le rôle de la Méditerranée dans l’humidification du flux d’alimentation est examiné dans la troisième section.

3.1 Résumé de l’article : Origine de l’humidité alimentant les systèmes fortement précipitants sur le Sud-Est de la France

Les simulations HRA2.5 des 10 épisodes de pluies intenses sélectionnés reproduisent toutes pendant au moins quelques heures, des systèmes fortement précipitants similaires à ceux qui peuvent être observés dans la réalité. L’alimentation en humidité des systèmes précipitants simulés devrait donc bien représenter l’approvisionnement réel des épisodes

de pluies intenses. Par ailleurs, la description dans les simulations HRA2.5 et RAI2.5 des champs de vent et d'humidité du flux alimentant les épisodes correspondent relativement bien. Ceci assure une continuité entre les analyses lagrangiennes à fine et à plus grande échelle.

L'analyse lagrangienne des simulations HRA2.5 permet de caractériser le flux d'alimentation à court terme des systèmes fortement précipitants. Elle montre que les épisodes de pluies intenses sont alimentés par un flux de basses couches humide plus ou moins convergent, orienté de sud-sud-ouest à est et provenant de la Méditerranée. Pour les épisodes convectifs, ce flux d'alimentation est confiné en très basses couches (< 1000 m), dans la couche limite conditionnellement instable, tandis que pour les épisodes dynamiques de grande échelle, il provient de la moitié basse (< 3000 m) de la masse d'air humide et perturbée au sein de laquelle les systèmes fortement précipitants se développent. Le flux d'alimentation traverse le Golfe du Lion en 5 h à 10 h sans gagner sensiblement plus de vapeur d'eau.

Son analyse lagrangienne à plus long terme avec les simulations RAI montre que l'humidité alimentant les systèmes fortement précipitants provient essentiellement de l'évaporation de la Méditerranée dans les deux derniers jours avant l'épisode, et de l'advection sur plus de 3-4 jours d'humidité provenant de sources extérieures lointaines. La Méditerranée est la source d'humidité principale lorsque des conditions anticycloniques prédominent sur l'Ouest du bassin méditerranéen durant les 3-4 derniers jours avant l'épisode. Elle permet à la masse d'air qui alimente les systèmes fortement précipitants de s'humidifier le long des deux branches principales de son trajet en basses couches vers les côtes françaises, au large des côtes espagnoles ou le long de la Sardaigne et de la Corse. La contribution de la Méditerranée à l'alimentation des systèmes fortement précipitants peut toutefois être limitée par une rapide saturation de la masse d'air lorsque l'apport d'humidité depuis des sources extérieures est conséquent. Lorsqu'au contraire des conditions cycloniques prévalent avant l'épisode, la contribution de la Méditerranée est plus faible. Elle devient alors relativement équilibrée avec l'apport des sources extérieures.

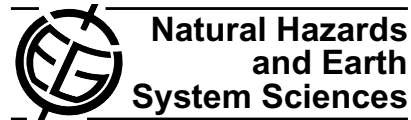
L'apport d'humidité extérieure à la Méditerranée provient le plus souvent de l'océan Atlantique, soit par advection de masses d'air tropicales océaniques soit par évaporation extratropicale. L'Afrique tropicale est une source d'humidité extérieure moins fréquente mais sa contribution à l'alimentation des systèmes fortement précipitants méditerranéens est plus grande. L'humidité de ces sources lointaines est transportée vers l'Ouest du bassin méditerranéen par un flux qui reste dans la moitié basse de la troposphère et descend vers les basses couches en arrivant sur la Méditerranée du fait de subsidences orographiques ou synoptiques.

Ces analyses ont été répétées à différents moments de chaque épisode de manière à étudier l'alimentation en humidité pour différentes phases des systèmes précipitants. L'origine, la trajectoire et les caractéristiques de la masse d'air approvisionnant les systèmes fortement précipitants en humidité sont restées à peu près similaires tout au long de chaque épisode.

3.2 Article : Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France

F. Duffourg et V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Nat. Hazard Earth Sys.*, **11**, 1163-1178, doi:10.5194/nhess-11-1163-2011.

Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1163–1178, 2011
www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/11/1163/2011/
doi:10.5194/nhess-11-1163-2011
© Author(s) 2011. CC Attribution 3.0 License.



Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France

F. Duffourg and V. Ducrocq

Centre National de Recherches Météorologiques – Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique,
Météo-France – Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France

Received: 18 June 2010 – Revised: 8 September 2010 – Accepted: 27 October 2010 – Published: 27 April 2011

Abstract. In the Northwestern Mediterranean region, large amounts of precipitation can accumulate over the coasts in less than a day. The present study aims at characterising the origin and the pathways of the moisture feeding such heavy precipitation. The ten Heavy Precipitating Events (HPEs) that occurred over the French Mediterranean region during the autumns of 2008 and 2009 are simulated with the non-hydrostatic research numerical model Meso-NH at 2.5 km, 10 km and 40 km horizontal resolution.

Using eulerian on-line passive tracers, high-resolution simulations (2.5 km horizontal resolution) show that the heavy precipitating systems are fed by a south-southwesterly to easterly low-level moist flow. It is typically 1000 m deep and remains almost unchanged all along an event. This low-level feeding flow crosses the most northwestern part of the Mediterranean in 5 to 10 h.

Larger-scale simulations (40 km and 10 km horizontal resolution) show that the moisture of the low-level feeding flow is provided by both evaporation of the Mediterranean Sea within the last 2 days before the HPE triggering and transport from remote sources in the lower half of the troposphere over more than 3 to 4 days. Local Mediterranean moisture is gained along the air mass low-level progress towards the Northwestern Mediterranean basin following two main branches along the Spanish coast and west of Sardinia. The Mediterranean Sea is the main moisture source when anticyclonic conditions prevail during the last 3 or 4 days before the HPE. When cyclonic conditions prevail before the HPE, the relative contribution of local and remote sources is more balanced. Remote moisture comes most of the time from the Atlantic Ocean. African tropical moisture is a less frequent but larger remote source.

1 Introduction

The Northwestern Mediterranean region is regularly affected by heavy precipitation often causing devastating flash-floods. Most of the coastal areas of the region are concerned: the Eastern Spanish coast (Peñarrocha et al., 2002), Southern France (e.g. Aude 1999 event Ducrocq et al., 2003, Gard 2002 event Ducrocq et al., 2004; Delrieu et al., 2005) and Northwestern Italy (e.g. Piedmont 1994 and 2000 events – Buzzi et al., 1998; Turato et al., 2004).

Heavy Precipitating Events (HPEs) in the Northwestern Mediterranean region are due to either a frontal precipitating system or a Mesoscale Convective System (MCS), or a combination of both. In some cases, large amounts of precipitation accumulate quite slowly over more than a day when a frontal system slows down leading large-scale precipitation to affect almost the same region. However, past studies have shown that for most of the HPEs, large rainfall amounts are recorded very rapidly when a quasi-stationary MCS persists over the same area for several hours (Rivrain, 1997; Romero et al., 2000; Nuissier et al., 2008). Such convective systems are backbuilding (Bluestein and Jain, 1985) and frequently take a typical V-shape on infrared satellite images (Scofield, 1985). New convective cells continuously generate at the V tip, whereas older ones are gradually transported towards the V branches and dissipate downstream.

The meteorological ingredients favouring these convective systems in the Northwestern Mediterranean region are highlighted as example in Nuissier et al. (2008) or in Homar et al. (2002). The key elements are a synoptic pattern inducing a moderate to strong southerly to easterly low-level flow that transports moist and unstable Mediterranean air masses towards the coast. Such moist and unstable air masses are obtained when the relatively warm Mediterranean Sea provides moisture and heat to the lowest levels of the atmosphere. This occurs mainly during the autumn. Some synoptic ingredients such as the divergence of the



Correspondence to: F. Duffourg
(fanny.duffourg@meteo.fr)

upper-level flow or upper-level potential vorticity anomalies and pressure lows can also help to destabilise the air mass and enhance the convection (Homar et al., 1999; Massacand et al., 1998; Nuissier et al., 2008; Tripoli et al., 2007). The conditional convective instability within the low-level flow can be released through the lifting induced either by the impinging of the mountain ranges surrounding the coast, or the local convergence of the flow induced by the orography of the region, or cyclogenesis. A low-level cold pool possibly formed under the MCS can also force the low-level flow to lift at its leading edge, favouring the release of the conditional convective instability (Ducrocq et al., 2008). Finally, to become quasi-stationary, these convective systems require the large-scale environment to evolve slowly enabling the convective cells to form at the same location for several hours (Homar et al., 2002).

The extreme rainfall observed during an HPE requires large amounts of moisture to feed the precipitating system. Regarding the origin of these large amounts of moisture, the partition between the local source for moisture (Mediterranean Sea) and other remote sources as well as the pathways and time scale of moisture transport are still open questions. Several past studies (Krichak and Alpert, 1998; Reale et al., 2001; Turato et al., 2004) have investigated this issue for specific case studies. They found a quite large contribution of tropical moisture coming either from the African ITCZ (InterTropical Convergence Zone) or from the extratropical remnants of Atlantic tropical cyclones. Turato et al. (2004) evaluated that only 20% of the moisture involved in the 2000 Piedmont flood originated from local Mediterranean sources. The main source for this HPE appeared to be the Eastern Atlantic Ocean. The time scale of the moisture transport towards the precipitation area was assessed to be about 2 days for local sources, 2–5 days for contributions from the Eastern Atlantic Ocean and the African ITCZ and a week or more for extratropical Atlantic cyclone transitions.

These past studies all addressed the question focusing on a single HPE. The purpose of this paper is to broaden the scope of these previous studies by systematically studying all the HPEs that occurred during two successive falls over a particular Mediterranean region. The region chosen for this study is the Southeastern France, known to be frequently affected by HPEs (Nuissier et al., 2008). The origins of the HPE moisture supply and the pathways of moisture transport are diagnosed by a downscaling of the ERA-Interim reanalyses based on nested numerical simulations starting four days prior to the HPE. The diagnostic is refined for the day of the HPE using convective-scale analyses and simulations. The experimental design is described in Sect. 2. The relevance of the method used to diagnose the moisture origin is validated in Sect. 3. Section 4 highlights the common characteristics of the moisture feeding inflow while Sect. 5 details its remote origin and the features of the moisture transport. Conclusions are drawn in Sect. 6.

2 Experimental design

2.1 Numerical simulations

The origin of the moisture feeding the Mediterranean HPEs is analysed through numerical simulations performed with the French research model Meso-NH (Lafore et al., 1998). Meso-NH is a nonhydrostatic mesoscale numerical model. The prognostic variables are the three Cartesian components of velocity, the dry potential temperature, the six water mixing ratios – water vapour, cloud water, rain water, primary ice, snow aggregates, and graupel – and the Turbulent Kinetic Energy (TKE). The prognostic equations of the six water species are governed by a bulk 1-moment mixed microphysical scheme (Caniaux et al., 1994; Pinty and Jabouille, 1998) combining a three-class ice parametrisation with a Kessler's scheme for the warm processes. The turbulence parametrisation is one-dimensional, based on a 1.5-order closure (Cuxart et al., 2000) of the TKE equation. The mixing length is defined in agreement with Bougeault and Lacarrère (1989). The shallow convection is parametrised according to a peculiar EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux) scheme described in Pergaud et al. (2009). When Meso-NH is run with an horizontal resolution coarser than 10 km, the subgridscale deep convection is parametrised with the Kain and Fritsch scheme (Kain and Fritsch, 1993). The long-wave radiative scheme is the RRTM (Rapid Radiation Transfer Model) parametrisation (Mlawer et al., 1997) of ECMWF. The surface exchanges of energy and water are computed as weighted average of the fluxes given by four different surface schemes running for the different surface types (natural land surface, urban area, ocean and lake) encountered in each grid mesh. The natural land surfaces are handled by the ISBA (Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere) scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996). The energy exchanges over urban surfaces are parametrised according to the TEB (Town Energy Balance) scheme (Masson, 2000) and the turbulent air-sea fluxes with the ECUME parametrisation (Belamari, 2005). The vertical grid is defined with 40 vertical stretched levels (Gal-Chen and Somerville, 1975). Rayleigh damping is progressively applied above 15 km altitude up to the top of the model at 20 km in order to prevent spurious reflections from the upper boundary.

For each studied HPE, two numerical simulations are performed. First, a convective-scale simulation initialized with a fine-scale analysis just before the event provides the best possible representation of the precipitating systems and their short-range moisture supply. Then, to analyse the moisture transport over a longer period before the HPE triggering, two-way nested mesoscale simulations that downscale large-scale re-analyses, are started 4 days prior to the event over a larger domain. A 40-km resolution domain encompassing the whole Mediterranean Sea and the Eastern Atlantic Ocean allows to search for the large-scale

remote sources of moisture over these areas, while a 10-km resolution domain nested in the 40-km one permits to describe the mesoscale dynamical adaptation of the large-scale flow to the orography lining the Western Mediterranean Sea. Thus, the strong influence of the typical orography of the region on the moisture transport over the Western Mediterranean Sea, such as channelling or Föhn effects, lee cyclogenesis, etc. is represented in our simulations.

The convective-scale simulations are performed on a 625×560 km domain covering the Northwestern Mediterranean with a 2.5 km horizontal resolution (cf. Fig. 1). These simulations are hereafter called HRA2.5. For each study case, the convective-scale simulation is initialized between 2 and 7 h before the first convection triggering characterised by rainfall radar reflectivities exceeding 35 dBz to 40 dBz. The onset of convection thus comes after the model precipitation spin-up. The simulation runs till the end of the precipitating event, i.e. during 18 to 36 h depending on the event. The initial and lateral boundary conditions are provided by the convective-scale AROME (Application of Research to Operations at MEscale) analyses (Ducrocq et al., 2005; Yan et al., 2009). These analyses are produced by the 3-hourly 3D-var data assimilation cycle of the AROME operational numerical prediction system at 2.5 km horizontal resolution over France. All conventional observations are assimilated by AROME (surface observations from land stations and ships, vertical soundings from radiosondes and pilot balloons, buoy and aircraft measurements), together with wind profilers, winds from AMV (Atmospheric Motion Vectors) and scatterometers, Doppler winds from radars, satellite radiances and ground-based GPS (Global Positioning System) measurements.

The larger-scale nested simulations start 4 days before the HPE triggering. This set of simulations is called RAIxx, xx being the resolution of the domain. The 40-km resolution grid (cf. Fig. 1) of RAI40 covers all Europe, Eastern Atlantic, the Mediterranean Sea and Northern Africa. Its initial and boundary conditions are provided by the ERA-Interim reanalyses (Simmons et al., 2007). These recent reanalyses offer an improved description of the atmospheric humidity field (Uppala et al., 2008). The 10-km resolution domain (RAI10), covering Western Europe, Maghreb and the Western Mediterranean Sea, is two-way nested in the 40-km domain. The coarser grid provides the lateral boundary conditions to the finer grid, while the variables of the coarser grid are relaxed with a short relaxation time towards the finer grid values in the overlapping area (Stein et al., 2000). The last day before the HPE, a third two-way nested domain at 2.5 km resolution (RAI2.5) is added in order to ease the comparison between this set of simulations and the HRA2.5 ones.

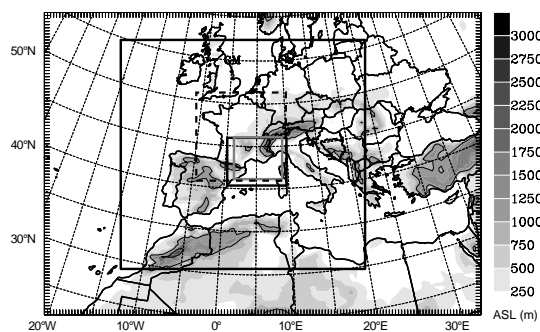


Fig. 1. Domains of the HRA2.5 (in solid grey) and RAI (in solid black) simulations. The boundaries of the AROME model are drawn with dashed black lines. The orography is displayed in grey scale with a solid contour at the 1000 m and 2000 m levels.

2.2 Analysis tools

The convective-scale simulations are used to analyse the moisture supply to the heavy precipitating systems, using the lagrangian analysis tool of Gheusi and Stein (2002) based on eulerian on-line passive tracers. All the modelled transport processes, which are the advection by the explicitly resolved fluid motions and the transport by subgrid turbulent and convective motions, are considered so that the motions captured by the eulerian tracers correspond exactly to the model dynamics. The transport processes are calculated at every time step and at the model grid points avoiding any time or spatial interpolation of the model wind field as necessitated by the classical off-line lagrangian trajectory tools (e.g. among others, FLEXPART, Stohl and James, 2004). This analysis is performed for the different phases of the simulated HPEs determined from the rainfall radar reflectivities and the hydrometeor content of the simulated precipitating systems: precipitation initiation and convective or large-scale mature precipitation with possible distinctions according to the presence and position of a frontal system. The dissipation and/or evacuation phase is not considered because this phase is likely not enough steady and representative of the moisture supply to the heavy precipitating systems. To identify the origin of the air mass feeding the heavy precipitating systems, a few lagrangian parcels are selected inside the ascents of the HRA2.5 simulated precipitating systems either near the middle of the troposphere (4–6 km) for non-convective precipitation or during the convection initiation phase, or near the tropopause (9–10 km) for the convective mature phase. The air parcels are tracked backwards within the HRA2.5 simulations as long as they remain in its 2.5 km domain and at the latest till 3 h after the HRA2.5 simulation beginning. To characterise the moisture supply, additional diagnostics are computed such as a 3 km-depth vertically integrated moisture flux

Table 1. The HPE cases. For the region affected by the HPEs, CV stands for the Cévennes-Vivarais region, R for Roussillon and SA for Southern Alps (see Fig. 2 for their geographical locations).

Date	Region affected	Hour of the first convective cells	Initial time for HRA simulations	Initial time for RAI simulations
12 Aug 2008	CV	06:00 UTC	00:00 UTC	8 Aug 00:00 UTC
3 Sep 2008	CV	08:00 UTC	06:00 UTC	30 Aug 06:00 UTC
20 Oct 2008	CV	06:00 UTC	00:00 UTC	16 Oct 00:00 UTC
21 Oct 2008	CV	07:00 UTC	00:00 UTC	17 Oct 00:00 UTC
1 Nov 2008	CV	10:00 UTC	06:00 UTC	28 Oct 06:00 UTC
8 Oct 2009	CV	11:00 UTC	06:00 UTC	4 Oct 06:00 UTC
20 Oct 2009	CV	06:00 UTC	00:00 UTC	16 Oct 00:00 UTC
18 Sep 2009	SA	03:00 UTC	00:00 UTC	14 Sep 00:00 UTC
22 Oct 2009	SA	09:00 UTC	06:00 UTC	18 Oct 06:00 UTC
26 Dec 2008	R	04:00 UTC	00:00 UTC	22 Dec 00:00 UTC

$Q = \int_0^{z=3 \text{ km}} \rho_v v_h dz$ (where ρ_v is the specific humidity and v_h the horizontal wind vector), the Convective Available Potential Energy (CAPE) and the levels of condensation, of free convection and of neutral buoyancy. The evolution of the parcel water vapour mixing ratio and relative humidity along their trajectories is also examined.

The backward trajectories based on the HRA2.5 simulations help to characterise the moist inflow feeding the heavy precipitating systems and identify the short-range origin of moisture. The remote origin of the moist feeding flow and the tracks of the moisture transport over the last 4 days before the HPE are then studied with the RAI40 and RAI10 simulations. For that, it is verified that the short-range moisture origin area has similar characteristics in terms of moisture and winds in both the RAI and the HRA2.5 simulations to allow a continuity between the short-range and medium-range investigations. Then, new lagrangian parcels are selected at the position of the end of the HRA2.5 backward trajectories to sample the short-range moisture origin area within the RAI10 simulation. These parcels are tracked backwards with the 10 km simulation as long as they remain in its domain and at the latest till 3 h after the simulation beginning – i.e. over about 4 days. If the parcels go rapidly out of the RAI10 domain, similar backward trajectories are performed with the RAI40 simulation. The evolution of the parcel thermodynamic characteristics is analysed all along the trajectories.

2.3 Events selection

The origin of the moisture feeding the Mediterranean HPEs is analysed for all the HPEs that occurred in Southeastern France (excluding Corsica) during the autumns of 2008 and 2009. HPEs are defined in this study as the days for which one of the station of the Météo-France daily raingauge network recorded more than 150 mm in 24 h. The spatial resolution of the daily raingauge network is

sufficiently dense (148 stations per 10 000 km² and more than a thousand stations all over the Southeastern French Mediterranean region) to capture all the significant rainy events over the region. Also, the time period for selecting the cases is not strictly limited to the fall months but extends from August to January. This period gathers about 80% of the HPEs occurring over this region according to the 40-year climatology established by Ricard et al. (2010).

The selection applies only to the 2008 and 2009 years because the AROME convective-scale analyses used as initial and boundary conditions for the HRA2.5 simulations are computed operationally only since autumn 2008. According to these selection criteria, ten cases with observed HPEs are selected. They are listed in Table 1. Their geographical location is indicated together with the time of the first convective developments (rainfall radar reflectivities exceeding 35 dBz to 40 dBz). The initialization times of the HRA2.5 and RAI40/10 simulations are also given following the experimental set-up described in Sect. 2.1. All the French regions most frequently exposed to HPEs (Nuissier et al., 2008) are represented in our simulated HPE sample. For every case except the 26 December 2008 one, precipitation is mainly produced by convective precipitating systems extending up to the tropopause. On the contrary, the large amounts of precipitation of the 26 December 2008 event are due to a long-lasting non-convective shallow precipitating system (not shown).

3 Experimental design validation

Before using the numerical simulations to perform a detailed analysis of the moisture sources for HPEs, a prerequisite is that the selected situations are also HPE-conducive in the “model world”. In other words, it should be verified that the convective-scale simulations produce also significant precipitation amounts so that the simulated mesoscale environment can be considered as representative of an

HPE-conducive environment. A perfect matching with the observed HPE is not required as the moisture transport and origin will be studied with respect to the simulated HPEs only.

Figure 2 shows the geographical location of the maximum daily precipitation simulated by HRA2.5 for all ten cases. The HRA2.5 simulations do produce quite heavy precipitation (at least 100 mm in 24 h) for all the cases except for the 8 October 2009 one.

Figures 3–5 compare the HRA2.5 simulated and observed 24-h accumulated precipitation for the ten cases. The HRA2.5 simulation for the 1 November 2008 event compares very well to the observations with relatively well estimated amounts of precipitation and a very realistic rainfall pattern. For the other events, the HRA2.5 simulations show larger errors in location or in intensity of the rainfall amounts compared to the observations. The HRA2.5 simulated daily rainfall is overestimated for the 12 August 2008 and 20 October 2009 and is underestimated for every other event. The simulations for the 20 October 2009 and the 26 December 2008 are of good quality regarding the precipitating pattern over the Roussillon and Cévennes-Vivarais regions, respectively. The underestimation of the maximum rainfall amounts is most of the time due to the lesser stationarity of the precipitating systems simulated with HRA2.5 in comparison with the observed ones. HRA2.5 thus produces less focused (e.g. 21 October 2008 case) and/or shorter lasting (e.g. 26 December 2008 case) precipitation. For the 8 October 2009 case, HRA2.5 clearly fails in simulating the small isolated MCS that stayed over a specific narrow area during 12 h. The simulated precipitating system evolves more rapidly and dissipates earlier giving the weakest maximum of 24-h accumulated precipitation (about 90 mm) of the ten cases. The RAI2.5 simulations are less realistic than the HRA2.5 ones with a larger underestimation of the 24-h accumulated precipitation. The heaviest precipitating area simulated by HRA2.5 is within 50 km of the observed one for the 12 August 2008, 21 October 2008, 1 November 2008, 20 October 2009 and 26 December 2008. Even for the other cases, the error does not exceed 100 km. The simulated heaviest precipitation is always located within the same CV (Cévennes-Vivarais), R (Roussillon) or SA (Southern Alps) region as the observed one, i.e. in areas exposed to the southerly to easterly moist flow. Thus, all the HRA2.5 simulations, and even those producing less than 150 mm, reproduce, for a few hours at least, steady and/or intense convective or larger-scale precipitating systems reasonably resembling those observed during an HPE. It makes thus sense to study the moisture inflow feeding these simulated systems to characterise the moisture supply of HPEs.

The continuity between the short-range analysis based on HRA2.5 and the longer-range one based on RAI10/RAI40 has also been assessed by verifying that the area identified as the short-range origin of the low-level moist feeding

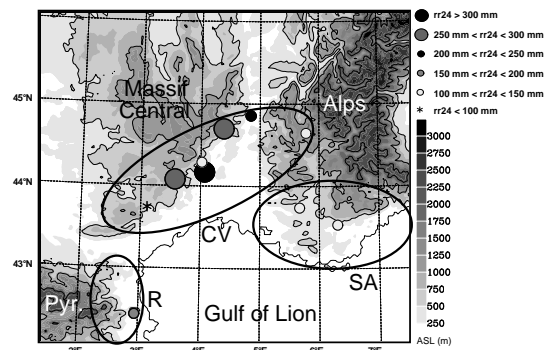


Fig. 2. Location and intensity of the maximum daily precipitation (rr24, top right legend) simulated with HRA2.5 for all the studied cases. The orography is displayed in grey scale (bottom right legend) with a bold solid contour at 500 m and a thin contour at 1 m (coastline), 1000 m and 2000 m. The names of the main mountain ranges and of the regions affected by the HPEs are also given. Pyr. stands for the Pyrenees, CV for the Cévennes-Vivarais region, R for Roussillon and SA for Southern Alps.

flow featured with the HRA2.5 simulations has the same characteristics in terms of humidity and winds in the RAI simulations. Most of the time, this moist flow is found very similar between the HRA2.5 and the RAI2.5 simulations. It is illustrated for the 12 August 2008 case in Fig. 6. Although the RAI2.5 simulation is slightly drier than the HRA2.5 one, both the low-level winds and the low-level water vapour fluxes are consistent.

4 Characterisation of the moisture inflow

The moisture inflow entering the simulated precipitating systems is identified and analysed using the HRA2.5 simulations. Figures 7–9 show the backward trajectories for some air parcels taken in the upper part of the precipitating systems during the mature stage of all the ten cases. The right panels display a projection of these backward trajectories on a vertical cross-section along the A-B axis shown in the left panels.

For all the convective cases – that means all the cases except for the 26 December 2008 one – the parcels originate mainly from the lowest 1000 m of the troposphere before being strongly lifted up to the upper troposphere by the convective ascents. In the 26 December 2008 event, the vertical extent of the precipitating system is limited to the lower half of the troposphere. The precipitating system of this event is embedded in a large-scale moist disturbance with a pressure low centred over the Gulf of Lion and a frontal system moving westwards towards the Roussillon coast (not shown). The lowest part of this moist disturbed air mass, up to about 3000 m, feeds the precipitating system as shown in Fig. 9.

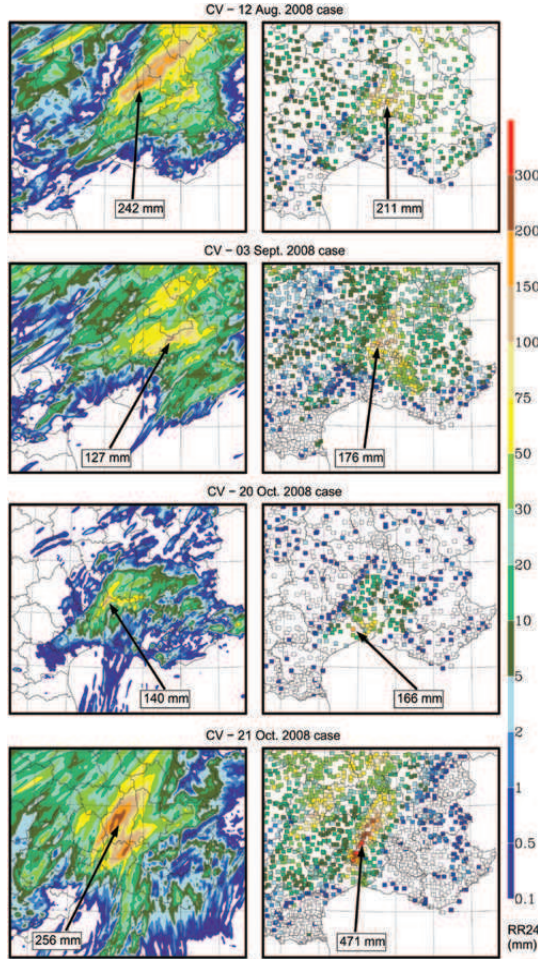


Fig. 3. 24-h accumulated precipitation (rr_{24} in mm) from the HRA2.5 simulations (left panels) and the Météo-France rain-gauge network (right panels) at 00:00 UTC, 13 August 2008 for the 12 August 2008 case (top), at 06:00 UTC, 4 September 2008 for the 3 September 2008 case (middle top), at 00:00 UTC, 21 October 2008 for the 20 October 2008 case (middle bottom) and at 06:00 UTC, 22 October 2008 for the 21 October 2008 case (bottom). The maximum of precipitation is indicated on each panel.

For all the cases, the low-level pathway of the parcels is mostly over the Mediterranean Sea. Depending on the intensity of the low-level flow, the parcels take from 5 to 10 h to cross the most northwestern part of the Mediterranean basin. Contrary to the other cases, 8 October 2009 is associated with a weak low-level flow which explains the shorter pathway of the trajectories. All along their pathway over the sea, the parcels stay almost at the same level.

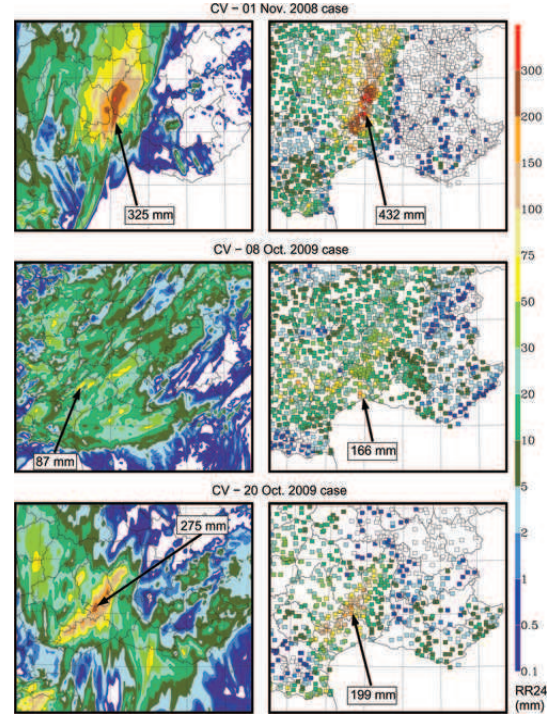


Fig. 4. Same as Fig. 3, but at 06:00 UTC, 2 November 2008 for the 1 November 2008 case (top), at 06:00 UTC, 9 October 2009 for the 8 October 2009 case (middle) and at 12:00 UTC, 21 October 2009 for the 20 October 2009 case (bottom).

For all the convective cases, the depth of the low-level marine inflow as diagnosed by the vertical extent of the backward trajectories is linked with the depth of the conditionally unstable low-level layer. Figure 10 shows for three cases – 12 August 2008, 21 October 2008 and 18 September 2009 – the mean thermodynamic characteristics of the low-level inflow. The potential temperature, the equivalent potential temperature and the water vapour mixing ratio vertical profiles have been averaged over about $150 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ boxes (shown in Figs. 7 and 9) to derive the mean characteristics of the low-level inflow. The grey zones in Fig. 10 delimit for each case, the layer of conditionally unstable air, i.e. the layer with a CAPE larger than 100 J kg^{-1} . The mean relative humidity of this unstable layer is also given in Fig. 10. The conditionally unstable boundary layer is shallow for the 12 August 2008 case whose feeding inflow as identified by the backward trajectories is confined in the lowest 200 m of the troposphere (see Fig. 7). For the 21 October 2008 and the 18 September 2009 cases, the conditionally unstable layer is vertically more extended, in agreement with the depth of the feeding inflow which extends up to 600 m and 900 m, respectively (see Figs. 7 and 9).

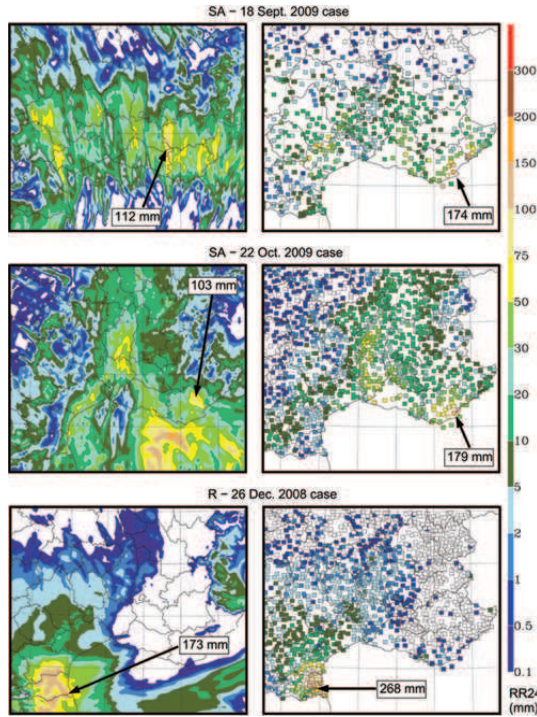


Fig. 5. Same as Fig. 3, but at 00:00 UTC, 19 September 2009 for the 18 September 2009 case (top), at 06:00 UTC, 23 October 2009 for the 22 October 2009 case (middle) and at 06:00 UTC, 27 December 2008 for the 26 December 2008 case (bottom).

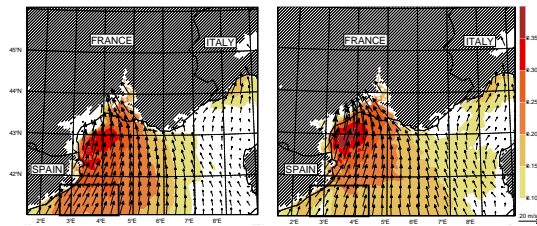


Fig. 6. Water vapour flux (in kg s^{-1} , colour scale on the right of the figure) and wind vector at 100 m a.s.l. at 03:00 UTC, 12 August 2008, for both the HRA2.5 simulation (left panel) and the RAI2.5 one (right panel). Wind arrows are drawn every 10 grid points with a scale in m s^{-1} given by the length of the arrow at the bottom right of the figure. The black rectangle delimits the moist feeding flow area. Model terrain higher than 100 m a.s.l. is hatched.

The low-level inflow diagnosed by the backward trajectories is quite moist as illustrated by Fig. 10 for the 12 August 2008, 21 October 2008 and 18 September 2009 cases (relative humidity around 80% or 90%). It is consistent with the low-level winds and the low-level water vapour fluxes as shown by Fig. 11 for the 21 October 2008 and 26

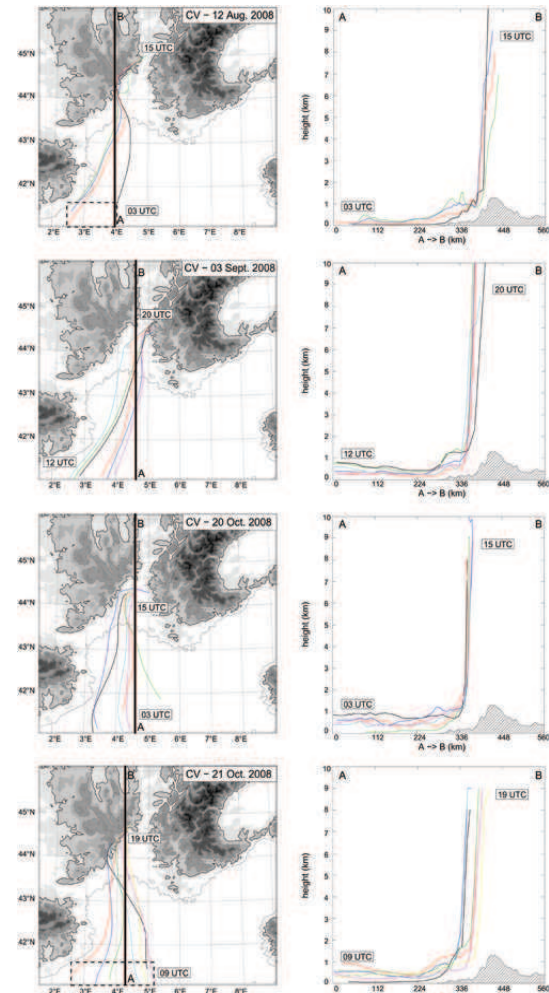


Fig. 7. Backward trajectories of some air parcels taken in the upper part of the precipitating systems simulated by HRA2.5 for four CV cases, the 12 August 2008 (top), the 3 September 2008 (middle top), the 20 October 2008 (middle bottom) and the 21 October 2008 (bottom) cases. The backward trajectories are projected both on an horizontal plane (left panels) and on a vertical cross-section (right panels). The vertical cross-section follows the line AB displayed on the left panels. The orography is superimposed in grey scale as in Fig. 2 for the left panels and as a hatched area for the right panels. The dashed rectangles in the top and bottom left panels delimit the areas used for the calculation of the average thermodynamic characteristics of the 12 August 2008 and 21 October 2008 low-level feeding inflow displayed Fig. 10.

December 2008 cases. The air parcels cross over the area of maximum of low-level integrated water vapour flux Q and follow its main direction.

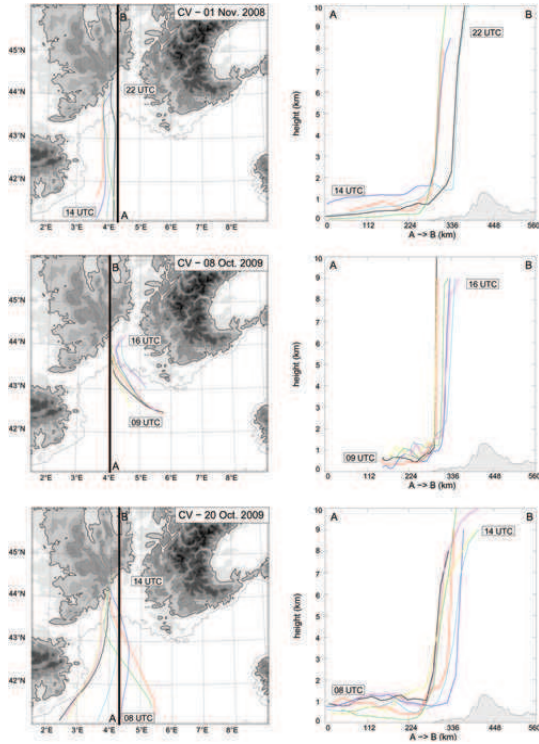


Fig. 8. Same as Fig. 7 for the last three CV cases, the 1 November 2008 (top), the 8 October 2009 (middle) and the 20 October 2009 (bottom).

In all the studied cases, the low-level feeding inflow gains less than 1 g kg^{-1} in the last hours when advancing over the Gulf of Lion towards the French Mediterranean coast. It already contains most of the water vapour when entering the most northwestern part of the Mediterranean Sea with water vapour mixing ratios ranging from 9 g kg^{-1} to 14 g kg^{-1} according to the event – except for the 26 December 2008 event whose inflow water vapour mixing ratio is only of about 3.5 g kg^{-1} because the air mass is much colder. All along their 5 to 10-h pathway over the Gulf of Lion, the parcel relative humidity remains above 70% and most of the time above 80%. The parcels reach saturation when lifted above 500 m to 1500 m according to their water vapour content.

The moist inflow feeding the precipitating systems does not much change during an event. The backward trajectories of air parcels taken in the precipitating systems remain very similar all along the initiation and mature phases as well as when a frontal disturbance passes through as illustrated for the 21 October 2008 case (Fig. 12). The vertical extent of the low-level feeding inflow is quite the same all along an event. Only a slight evolution can be seen in some cases as a light

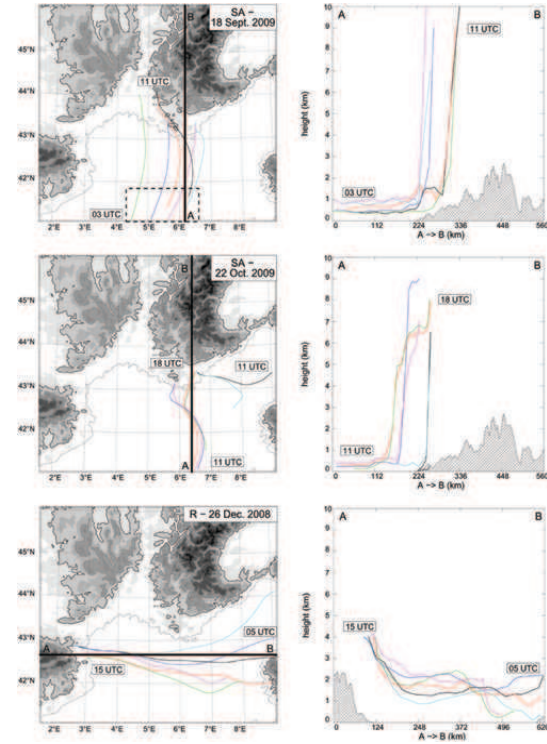


Fig. 9. Same as Fig. 7, but for the two SA 18 September 2009 (top) and 22 October 2009 (middle) cases and the 26 December 2008 Roussillon case (bottom). The dashed rectangle in the top left panel delimits the area used for the calculation of the average thermodynamic characteristics of the 18 September 2009 low-level feeding inflow displayed Fig. 10.

eastward shift for the 21 October 2008 and the 1 November 2008 cases or a southward shift for the 26 December 2008 case. It is not really surprising that the moist feeding inflow remains almost unchanged all along the life-cycle of a MCS, as a condition for recording high rainfall amounts is a rather slow-evolving environment. However, it is interesting to note that even for cases involving a frontal disturbance, the air parcels feeding the most active precipitation area keep founding their origins within the warm and moist conveyor belt ahead of the slowly evolving cold front.

It is clear from Figs. 7–9 that the parcel pathways over the Northwestern Mediterranean and the geographical location of the heavy precipitation are related. All Cévennes-Vivarais events, except the 8 October 2009 one, are fed with a similar more or less converging southerly low-level flow with parcel pathways extending from offshore Spanish Catalonia to the Gulf of Lion. In some cases, the southerly low-level feeding flow slightly shifts westwards when approaching the French coast. This is consistent with the results of

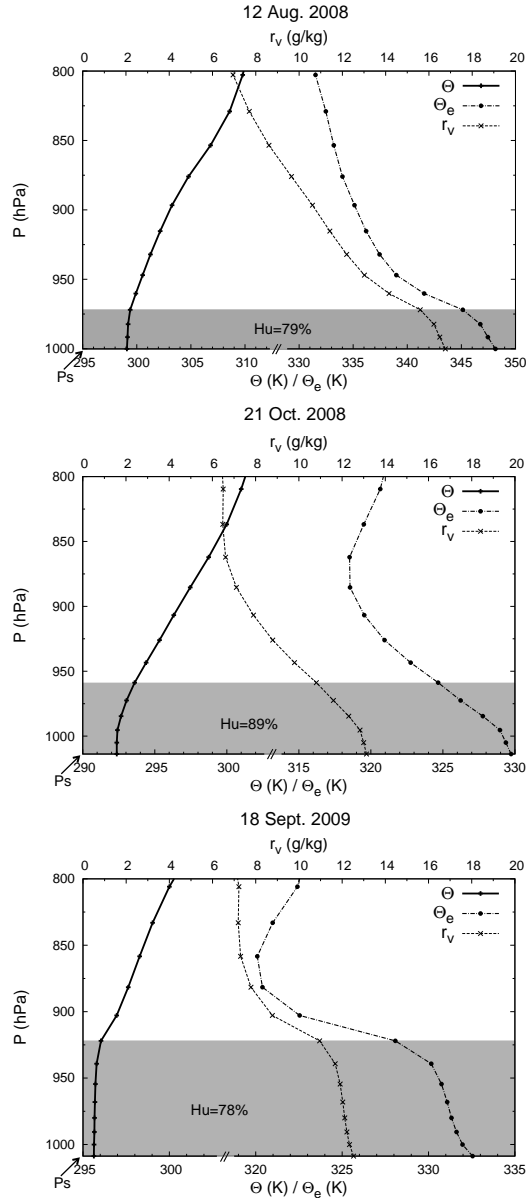


Fig. 10. Average potential temperature (θ in K), equivalent potential temperature (θ_e in K) and water vapour mixing ratio (r_v in g kg^{-1}) profiles computed over the dashed boxes plotted in Figs. 7 and 9 for the three cases 12 August 2008 (top), 21 October 2008 (middle) and 18 September 2009 (bottom). The grey area represents the vertical extent of the conditionally unstable layer potentially involved in deep convection ($\text{CAPE} \geq 100 \text{ J kg}^{-1}$). The mean relative humidity in this unstable layer is also given.

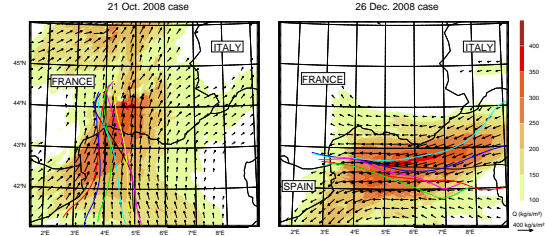


Fig. 11. HRA2.5 simulated water vapour flux Q integrated over the lowest 3000 m (in $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$, colour scale on the right of the figure, and arrows) and horizontal projection of the backward trajectories of some air parcels taken in the precipitating systems simulated by HRA2.5 for the 21 October 2008 case (left) and the 26 December 2008 case (right). The arrows are drawn every 10 grid points with a scale given by the length of the arrow at the bottom right of the figure. Arrows are displayed only when corresponding to values of integrated water vapour flux larger than $80 \text{ kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$. The backward trajectories are the same as in Figs. 7 and 9. They show the parcel trajectories from 09:00 UTC till 19:00 UTC for the 21 October 2008 case and from 05:00 UTC till 15:00 UTC for the 26 December 2008 case. The background of the trajectory figure is a snapshot of the integrated water vapour flux at 14:00 UTC for the 21 October 2008 case and at 08:00 UTC for the 26 December 2008 case.

Bresson et al. (2009) and Boudevillain et al. (2009) in which this westwards shift is explained as the effect of the Alps deflection. Figures 7 and 8 also show that among these events, those with precipitating systems located in the Vivarais region (northeastern part of the CV region) have a more southwesterly feeding flow as for the 12 August 2008 and 3 September 2008 events. The others with precipitating systems located over the Cévennes region (southwestern part of the CV) are fed by a southerly low-level flow. These feeding flows are most of the time driven either by a local pressure low situated over the Spanish Catalonia or by a large upper-level trough extending over Western France and Spain (not shown). This is consistent with the statistical results of Jansà et al. (2001). Moisture is brought within 5 to 7 h from offshore Spanish Catalonia (41°N) to the French Mediterranean coast. This time lag may reach up to 9 h with a weaker low-level flow as in the 20 October 2008 event. Moisture then takes part in the precipitating systems within the next one or two hours.

Both Southern Alps events are fed with a south-southwesterly low-level flow veering south to southeasterly when approaching the coast. This low-level flow is driven by a low pressure area extending from Southwestern France to the Balearic Islands and converges near the coast with an easterly flow coming from the Gulf of Genoa. This easterly flow is either moist and contributes to the feeding of the precipitating system (22 October 2009 case) or is drier (18 September 2009 case) and only enhances the local convergence. Moisture is brought in about 6 h from 41°N

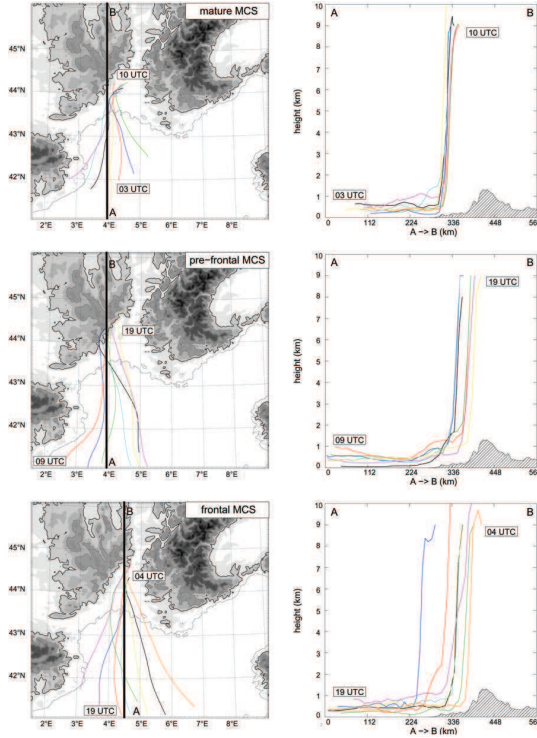


Fig. 12. Backward trajectories of some air parcels taken of the 21 October 2008 precipitating systems simulated by HRA2.5 in three different phases of the event – mature convection well ahead of the front (top), pre-frontal convection (middle) and convection embedded in a frontal disturbance (bottom). The backward trajectories are projected both on an horizontal plane (left panels) and on a vertical cross-section (right panels). The vertical cross-section follows the line AB displayed on the left panels. The orography is superimposed in grey scale as in Fig. 2 for the left panels and as a hatched area for the right panels.

and from the Gulf of Genoa to the French Mediterranean coast and then enters the precipitating systems within the next hour. The Roussillon event is fed by an easterly flow coming from the Gulf of Genoa and the Northern Tyrrhenian Sea. This large-scale flow driven by a dynamic low situated between the Balearic Islands and Corsica brings moisture in 10 to 12 h from Corsica and offshore Italy to the Roussillon coast. Here again, our results on SA and R cases are consistent with Ricard et al. (2010) and Boudevillain et al. (2009) even if the feeding flow of our Roussillon event is more easterly.

5 Origin of the moisture involved in HPEs

In order to feature its remote origin, the moist feeding flow studied in the previous section is identified in the RAI simulations and analysed as described in Sect. 2.2. Figures 13–16 show the backward trajectories of some air parcels taken in the moist low-level inflow feeding the precipitating systems for all the studied cases. The 4-day backward trajectories of the 21 October 2008, 1 November 2008, 26 December 2008, 20 and 22 October 2009 cases go beyond the boundaries of the RAI10 domain. As a consequence, for all these cases except the 26 December 2008 one, the backward trajectories were performed with the RAI40 simulations. As long as they remain within the RAI10 domain, the backward trajectories computed with RAI40 and RAI10 coincide. For the 26 December 2008 case, the backward trajectories were computed with the RAI10 simulation because the northern boundary of the RAI40 domain is very close to the one of the RAI10 domain. For every other case, the backward trajectories were performed with RAI10. The evolution of the parcel water vapour mixing ratio along the trajectories is summarised in Table 2. It gives, for all the cases, the approximate water vapour mixing ratio of the low-level moist flow entering the precipitating systems, just before being lifted up (Final WV mixing ratio), the amount of moisture initially contained in the air mass at the beginning of the 4-day backward trajectories (Initial WV mixing ratio) and the amount of moisture gained by the low-level flow when it circulates in the lowest 1000 m above the Mediterranean Sea (WV mixing ratio gained from the sea). The time span the air parcels spend in these marine low-levels is also given in Table 2. The amount of moisture gained along the part of the pathways above 1000 m is not displayed in the table. Except for the 18 September 2009 event, this latter contribution represents about 10% to 20% of the total water vapour mixing ratio of the moist feeding flow entering the precipitating systems (less than 2 g kg^{-1}). This moisture is mainly gained by mixing with the environment during ascents and descents. In the 18 September 2009 event, this contribution is larger because a quite large amount of moisture (3.5 g kg^{-1}) is gained around Gibraltar when the air parcels descend from 1500 m to 1000 m. This moisture is likely associated to local evaporation.

It appears from Figs. 13–16 that the air masses contributing to the moist feeding flow remain in the lower half of the troposphere all along their 4-day trajectories. They are most of the time situated between 1000 m and 3000 m before descending in the low-levels above the Mediterranean in the last 2 days before the HPE triggering (cf. Table 2). For all CV and SA cases – all convective cases – the tracks of moisture transport the last day before the HPE triggering stretch northwards in the low-levels over the Western Mediterranean basin following two main branches. The first branch advances north-northeastwards along the Spanish coast and over the Balearic Islands on the west of

Table 2. Approximate water vapour mixing ratios of the parcels along their pathway.

Case	Final WV mixing ratio	Initial WV mixing ratio	WV mixing ratio gained from the sea	Time in the lowest 1000 m above the sea
12 Aug 2008	15 g kg ⁻¹	2.5 g kg ⁻¹	10 g kg ⁻¹	36–60 h
3 Sep 2008	13.5 g kg ⁻¹	4 g kg ⁻¹	8 g kg ⁻¹	24 h
20 Oct 2008	10 g kg ⁻¹	3.5 g kg ⁻¹	6.5 g kg ⁻¹	24 h and more
21 Oct 2008	12 g kg ⁻¹	3–6 g kg ⁻¹	7–4 g kg ⁻¹	24 h and more
1 Nov 2008	9 g kg ⁻¹	4 g kg ⁻¹	4 g kg ⁻¹	12 h
8 Oct 2009	11 g kg ⁻¹	5.5 g kg ⁻¹	5.5 g kg ⁻¹	24 h and more
20 Oct 2009	10 g kg ⁻¹	4.5 g kg ⁻¹	3.5 g kg ⁻¹	12–24 h
18 Sep 2009	11 g kg ⁻¹	3 g kg ⁻¹	3 g kg ⁻¹	18–24 h
22 Oct 2009	9 g kg ⁻¹	3.5 g kg ⁻¹	3.5 g kg ⁻¹	18–24 h
26 Dec 2008	3.5 g kg ⁻¹	2 g kg ⁻¹	0.7 g kg ⁻¹	0–15 h

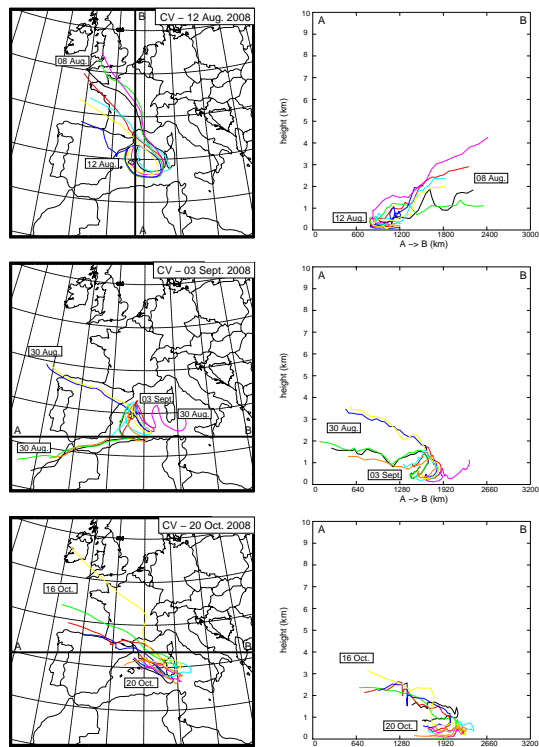


Fig. 13. Backward trajectories of some air parcels taken in the moist feeding flow obtained with the RAI10 simulation for three CV cases: the 12 August 2008 (top), the 3 September 2008 (middle) and the 20 October 2008 (bottom). The backward trajectories are projected both on an horizontal plane (left panels) and on a vertical cross-section (right panels). The vertical cross-section follows the line AB displayed on the left panels.

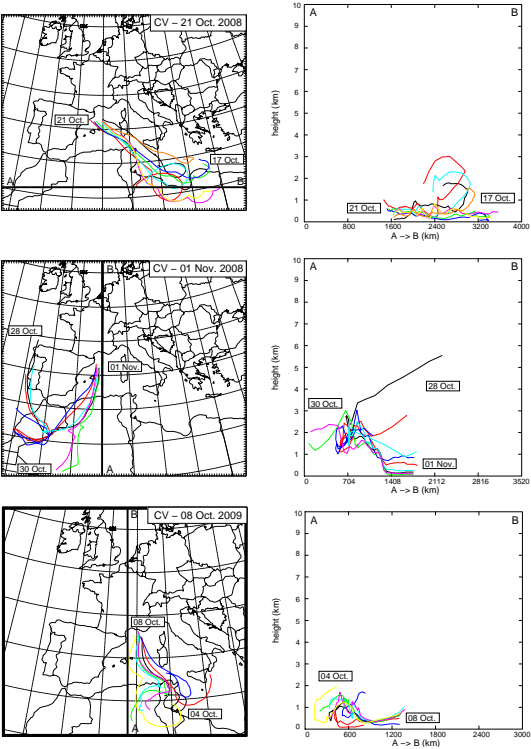


Fig. 14. Same as Fig. 13, but for three other CV cases: the 21 October 2008 (top), the 1 November 2008 (middle) and the 8 October 2009 (bottom). The backward trajectories of the 21 October 2008 and 1 November 2008 cases are performed with the RAI40 simulation.

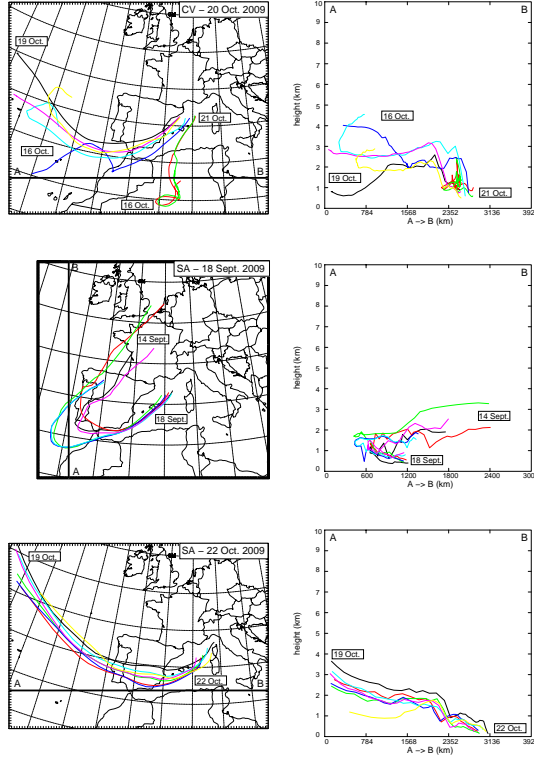


Fig. 15. Same as Fig. 13, but for the last CV case, the 20 October 2009 (top), and both SA cases, the 18 September 2009 (middle) and the 22 October 2009 (bottom). The backward trajectories of the 20 October 2009 and 22 October 2009 cases are performed with the RAI40 simulation.

the basin while the second one extends north-northwestwards from Tunisia along Sardinia. During this transport phase, moisture is gained from the Mediterranean Sea.

Figures 13–16 and Table 2 also show that the 4-day tracks of the moisture transport and the amount of moisture gained from the Mediterranean vary from one event to another according to the synoptic pattern and its evolution. In the first four cases – the 12 August 2008, the 3 September 2008, the 20 October 2008 and the 21 October 2008 – and in the 8 October 2009 one, the parcel pathways remain at least 24 h and sometimes up to more than 4 days in the low-levels above the Mediterranean Sea. During this quite long time, large amounts of moisture are gained from the Mediterranean – $6.5\text{--}10\text{ g kg}^{-1}$ for the first four cases and 5.5 g kg^{-1} and 4 g kg^{-1} respectively for the 8 October 2009 case and at the end of the 21 October 2008 one. This is allowed by the weak anticyclonic conditions with occasionally local and transient pressure lows which prevail above the Western Mediterranean Sea in the last 3 or 4 days before these

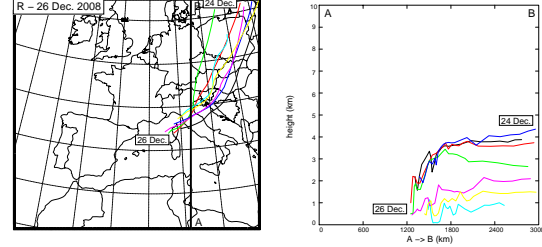


Fig. 16. Same as Fig. 13, but for the 26 December 2008 Roussillon case.

events. These anticyclonic conditions confine moisture in the low-levels above the sea and force subsidence of the air parcels towards these moist low-levels. The anticyclonic flow perturbed by local transient pressure lows makes the air parcels move slowly in these moist low-levels following roundabout pathways. Such moisture recharging mechanism was qualitatively discussed long ago by Jansà (1959), and partially quantified by Ramis (1995) based on a radiosounding climatology. The amounts of moisture gained from the Mediterranean Sea are lower for the 8 October 2009 case and at the end of the 21 October 2008 one. In these two cases, the amounts of moisture transported over 4 days from remote regions towards the Western Mediterranean Sea are larger – respectively 5.5 g kg^{-1} and 6 g kg^{-1} instead of 2.5 g kg^{-1} to 4 g kg^{-1} for the first four cases. The air parcels are thus moister when arriving above the Mediterranean Sea and less moisture can be gained from the sea before saturation is reached. The large amounts of moisture provided by remote sources for these two cases appear related to a high humidity area over tropical Africa in the ERA-Interim analysis (not shown). The backward trajectories 3 or 4 days before the events indicate different origins and pathways for these 5 cases. For the 12 August 2008, 3 September 2008 and 20 October 2008 cases, trajectories pass over France or Northern Spain transporting air masses from Northern Atlantic Ocean. Transports of African and Eastern Mediterranean air masses are identified for the 21 October 2008 and 8 October 2009 cases, and of Atlantic offshore Morocco air masses for the 3 September 2008 case.

Anticyclonic conditions also prevail over the Mediterranean Sea from 5 days till one day before the 26 December 2008 event. A large pressure high drives over Central Europe and towards the Northwestern Mediterranean Sea an air mass coming from a decaying depression over the Baltic Sea. However, in this case, the air mass is much colder so that very little moisture can be added to the 2 g kg^{-1} coming from the decaying depression before saturation is reached. Besides, over the Northwestern Mediterranean Sea, the air mass is driven by a cyclonic flow much more dynamic than in the five previous cases. All this contributes in limiting the amount of moisture gained from the Mediterranean Sea.

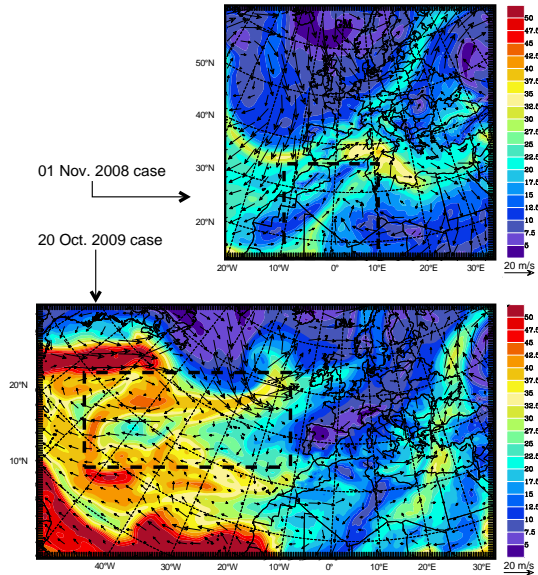


Fig. 17. ERA-Interim water vapour thickness (in mm, colour scale on the right of each panel) at 00:00 UTC, 28 October 2008 (top) and at 00:00 UTC, 19 October 2009 (bottom) together with ERA-Interim 1.25-km a.s.l. (top) and 2-km a.s.l. (bottom) horizontal wind vectors. Wind arrows are drawn every 6 grid points with a scale in m/s given by the length of the arrow at the bottom right of each panel. The top black dashed rectangle stresses the transport of African tropical moisture and the bottom one, the transport of Atlantic tropical humidity.

For every other case, cyclonic conditions with stronger dynamic forcing prevail over the Western Mediterranean in the last 4 or 3 days before the events. In all these cases, the trajectories descend to the low-levels above the Mediterranean Sea less than 24 h before the HPE triggering. The subsidence is most of the time due to the Foehn or downslope moist flows that develop downstream the mountain ranges surrounding the Western Mediterranean Sea (e.g. Foehn downstream the Atlas for the 1 November 2008 case, or descending moist flow on the lee side of the Eastern Spanish mountains for the 22 October 2009). The amounts of moisture gained from the Mediterranean are here remarkably lower ($3\text{--}4\text{ g kg}^{-1}$). For these 4 cases, the part of moisture coming from remote regions ($3\text{--}4.5\text{ g kg}^{-1}$) is slightly larger than the local moisture one. In particular quite large amounts of moisture are provided by remote sources for the 1 November 2008 and 20 October 2009 cases. They appear in the ERA-Interim reanalyses to be related respectively to African tropical humidity and Atlantic tropical moisture (Fig. 17). For all these cases, the tracks of moisture transport pass over Northern Africa, Gibraltar and Spain bringing Atlantic (18 September 2009, 20 October 2009 and 22 October 2009 cases) and African (1 November

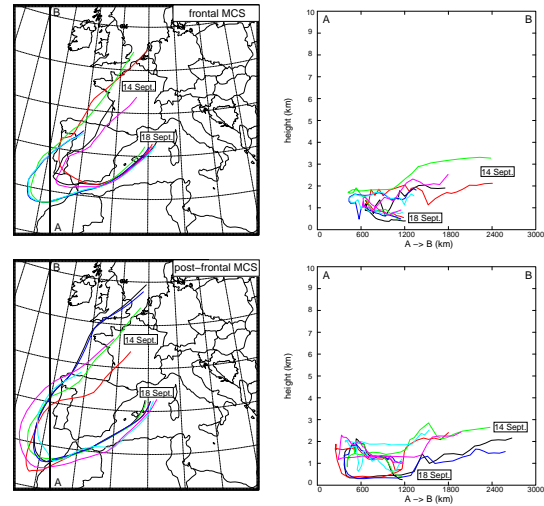


Fig. 18. Backward trajectories of some air parcels taken in the moist low-level flow feeding the 18 September 2009 precipitating systems obtained with the RA110 simulation in two different phases of the event – convection embedded in a frontal disturbance (top) and post-frontal mature convection (bottom). The backward trajectories are projected both on an horizontal plane (left panels) and on a vertical cross-section (right panels). The vertical cross-section follows the line AB displayed on the left panels.

2008 case) air masses towards the Western Mediterranean Sea where they then follow the western low-level transport branch.

Here again, the origin of the air masses composing the moist low-level feeding flow does not change a lot during an event. The backward trajectories of air parcels taken in the moist flow feeding the precipitating systems in different phases of an event remain most of the time very similar (e.g. for the 18 September 2009 case shown in Fig. 18). The main evolution observed during an event is a slight shift of both the origin of the parcels and their tracks towards the French Mediterranean coast. This is what happens e.g. in the 20 October 2008 event during which the origin of the parcels evolves from the English Channel to the Bay of Biscay and their track over the Mediterranean moves slightly southwards (not shown), or in the 21 October 2008 and 1 November 2008 cases during which both the origin of the parcels and their track shift respectively westwards (see Fig. 19) and eastwards (not shown). These slight shifts may correspond to a modification of the respective contribution magnitude of the different air masses forming the moist feeding flow. In our HPE set, such a modification is substantial only in the 21 October 2008 case. During this event, the contribution of African moisture to the feeding flow becomes larger – 6 g kg^{-1} in the frontal phase against 3 g kg^{-1} in the pre-frontal one (see Table 2) – as the backward trajectories shift westwards.

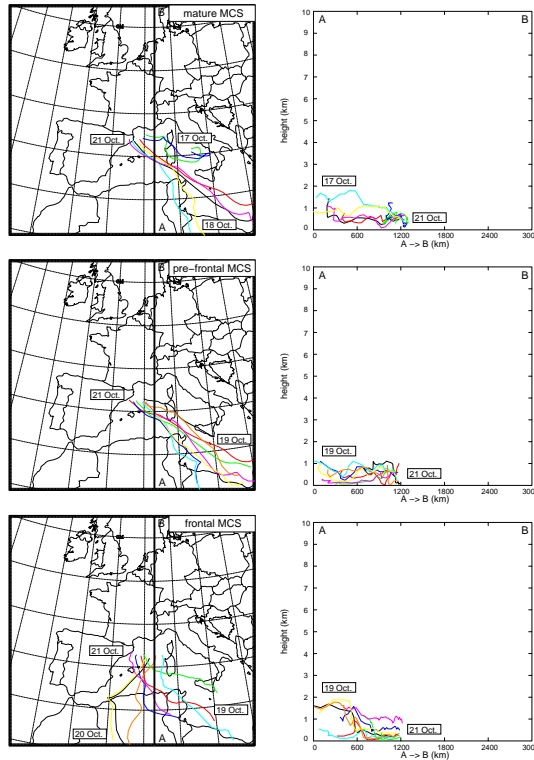


Fig. 19. Same as Fig. 18 for the feeding of three different phases of the 21 October 2008 event – mature convection well ahead of the front (top), pre-frontal convection (middle) and convection embedded in a frontal disturbance (bottom).

To sum up, the moisture of the flow feeding the heavy precipitating systems is mainly provided by evaporation of the Mediterranean Sea in the last 2 days before the HPE triggering and by the transport of moisture from remote sources over more than 3–4 days. The Mediterranean Sea is the main moisture source (>50%) when anticyclonic conditions prevail during the days before the HPE triggering. It moistens the low-levels and brings the low-level feeding flow near saturation. When more moisture is provided by remote sources, saturation is reached more rapidly and the contribution of the Mediterranean Sea is reduced. On the contrary, when cyclonic conditions prevail the days before the HPE, less moisture is gained from the Mediterranean Sea and a combination of remote and local moisture is then needed to approach saturation. Most of the time (all cases except 21 October 2008, 1 November 2008 and 8 October 2009 cases), remote moisture comes from the Atlantic Ocean region. However, the contribution of this remote source is not very large ($2\text{--}4.5\text{ g kg}^{-1}$). African tropical moisture is another less frequent (3 cases out of 10)

but larger ($4\text{--}6\text{ g kg}^{-1}$) remote source. These results are in good agreement with those of Turato et al. (2004) for the Piedmont 2000 event. The studies agree about both the relative contribution of the various moisture sources and the moisture transport time-scale and pathways. Turato et al. (2004) found a contribution of the Mediterranean Sea of 20% which is quite low but consistent with our results as the Piedmont 2000 event occurred after some days of cyclonic conditions over the Western Mediterranean Sea. The Atlantic Ocean contribution of 60% is quite high in comparison with our study but the difference is explained by the role of the tropical storm Leslie and its extratropical transition in the Piedmont 2000 event. In our studied cases, no extratropical remnants of tropical systems contribute to the HPE moisture supply. It seems that such a contribution is rather occasional and not really decisive (it provides only about 15% of the Piedmont 2000 moisture supply according to Turato et al., 2004).

6 Conclusions

The ten Heavy Precipitating Events that occurred over the French Mediterranean region during the autumns of 2008 and 2009 have been investigated to determine the origin of their moisture supply and the tracks of long-range moisture transport. High-resolution numerical simulations (2.5 km horizontal resolution) of these ten cases performed with the French non-hydrostatic research model Meso-NH allowed us to characterise the moisture inflow feeding the heavy precipitating systems using on-line eulerian passive tracers. Larger-scale simulations (40 km and 10 km horizontal resolution) then allowed us to analyse the moisture transport over a 4-day long period and to identify the remote origin of this moisture inflow.

The moisture inflow entering the heavy precipitating systems of all convective events was found to be confined within a thin 1000 m deep layer above the Mediterranean Sea. The vertical extent of the inflow appeared to be related with the depth of the conditionally unstable boundary layer. For the non-convective HPE, the precipitating system was found embedded in a large-scale moist disturbance and fed by the lowest 3000 m of this disturbed air mass. For all the studied cases, the low-level feeding inflow crosses the most northwestern part of the Mediterranean basin in 5 to 10 h. CV events are fed with a southerly low-level flow veering slightly westwards when approaching the French Mediterranean coast. SA events are fed by a south-southwesterly low-level flow veering south to southeasterly and converging with an easterly flow from the Gulf of Genoa when approaching the coast. The R event feeding flow is oriented easterly, driven by a dynamic low situated between the Balearic Islands and Corsica. These moist feeding inflows remain almost unchanged all along the events.

The moisture feeding the heavy precipitating systems is both provided by evaporation of the Mediterranean Sea within the last 2 days before the HPE triggering and transported from remote sources over more than 4 days. Evaporation of the Mediterranean Sea is the main moisture source (6.5 g kg^{-1} to 10 g kg^{-1} out of 10 g kg^{-1} to 15 g kg^{-1}) when anticyclonic conditions prevail during the last 3 or 4 days before the HPE. Large amounts of moisture can nevertheless also be provided by remote sources (about 6 g kg^{-1}). In this case, the contribution of the Mediterranean Sea is reduced as the feeding flow reaches saturation more rapidly. When cyclonic conditions prevail before the HPE, less moisture is gained from the Mediterranean Sea (3 g kg^{-1} to 4 g kg^{-1}). The relative contribution of local and remote sources is then more balanced.

Most of the time, remote moisture comes from extratropical evaporation and/or tropical humidity transport over the Atlantic Ocean. The contribution of this remote source is however not very large (about 4 g kg^{-1}). African tropical moisture is a less frequent (3 cases out of 10) but larger (4 g kg^{-1} to 6 g kg^{-1}) remote source. Moisture is transported from these remote sources towards the Western Mediterranean Sea in the lower half of the troposphere and most of the time between 1000 m and 3000 m. The remote moisture pathways descend in the low-levels above the Mediterranean Sea following either Foehn, or downslope moist flows on the lee side of the mountain ranges around the Mediterranean Sea, or large-scale anticyclonic subsidences. Local Mediterranean moisture is then gained along the low-level pathways towards the Northwestern Mediterranean basin following two main branches along the Spanish coast and west to Sardinia.

In this study, the contribution of the different local and remote moisture sources is inferred from the water vapour mixing ratio evolution along some air parcel trajectories. This has allowed to determine the origins and pathways of moisture and provide a first rough estimation of the respective contribution of the different moisture sources. A further work is currently in progress in order to confirm the results of the present study with a more quantitative estimation obtained through water vapour budgets. This study also contributes to the pre-studies carried out for preparing the future field campaign HyMeX (Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment, <http://www.hymex.org/>) dedicated to the study of HPEs in the Mediterranean region. It helps to design the deployment of research instruments for documenting the HPE feeding inflow.

Acknowledgements. This work has been carried out in the framework of the VAPIMED project, sponsored by the CNRS/INSU/LEFE research program. The authors thank the Meso-NH support team for its help in using the Meso-NH model.

Edited by: A. Mugnai

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Belamari, S.: Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes, MERSEA IP Deliverable, D.4.1.2, 29, 2005.
- Bluestein, H. B. and Jain, M. H.: Formation of mesoscale lines of precipitations: Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, 42(16), 1711–1732, 1985.
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Joly, A., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.-P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B. M., Kirstetter, P.-E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., and Walpersdorf, A.: Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques, *La Météorologie* 8ème série, 66, 18–28, 2009 (in French).
- Bougeault, P. and Lacarrère, P.: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model, *Mon. Weather Rev.*, 117(8), 1872–1890, 1989.
- Bresson, R., Ricard, D., and Ducrocq, V.: Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 103, 45–55, doi:10.1007/s00703-008-0338-z, 2009.
- Buzzi, A., Tartaglione, N., and Malguzzi, P.: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist processes, *Mon. Weather Rev.*, 126(9), 2369–2383, 1998.
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L., and Lafore, J.-P.: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line, *J. Atmos. Sci.*, 51(14), 2046–2074, 1994.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126(562), 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202, 2000.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastré, O., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Andrieu, H., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Creutin, J.-D., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du-Châtelet, J., Saulnier, G.-M., Walpersdorf, A., and Wobrock, W.: The catastrophic flash-flood event of 8–9 septembre 2002 in the Gard region, France: A first case-study for the Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6(1), 34–52, 2005.
- Ducrocq, V., Aullo, G., and Santurette, P.: Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France, *La Météorologie* 8ème série, 42, 18–23, 2003 (in French).
- Ducrocq, V., Lebeaupin, C., Thouvenin, T., and Giordani, H.: L'évènement des 8–9 septembre 2002: Situation météorologique et simulation à méso-échelle, *La Houille Blanche*, 6, 86–92, 2004 (in French).
- Ducrocq, V., Bouttier, F., Malardel, S., Montmerle, T., and Seity, Y.: Le projet AROME, *La Houille Blanche*, 2005-2, 39–43, 2005 (in French).
- Ducrocq, V., Nuissier, O., and Ricard, D.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(630), 131–145, doi:10.1002/qj.199, 2008.
- Gal-Chen, T. and Somerville, R. C. J.: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier–Stokes equations, *J. Comput. Phys.*, 17, 209–228, 1975.

- Gheusi, F. and Stein, J.: Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128(579), 337–360, doi:10.1256/00359000260498914, 2002.
- Homar, V., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., García-Moya, J. A., and Alarcón, M.: A case of convection development over the Western Mediterranean Sea: A study through numerical simulations, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 71, 169–188, 1999.
- Homar, V., Romero, R., Ramis, C., and Alonso, S.: Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over eastern Spain: analysis of the synoptic-scale stationarity, *Ann. Geophys.*, 20(12), 2047–2066, 2002.
- Jansà, A., Genoves, A., Picornell, M. A., Campins, J., Riosalido, R., and Carretero, O.: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.*, 8(1), 43–56, doi:10.1017/S1350482701001049, 2001.
- Jansà, J. M.: La masa de aire Mediterránea, *Rev. de Geofísica*, 69, 35–50, 1959 (in Spanish).
- Kain, J.-S. and Fritsch, J.-M.: Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme, *Meteor. Mon.*, 46, 165–170, 1993.
- Krichak, S. O. and Alpert, P.: Role of large scale moist dynamics in November 1–5, 1994, hazardous Mediterranean weather, *J. Geophys. Res.*, 103(D16), 19453–19468, 1998.
- Lafore, J.-P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérel, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.-P., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J.: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16(1), 90–109, 1998.
- Massacand, A. C., Wernli, H., and Davies, H. C.: Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1435–1438, 1998.
- Masson, V.: A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 94(3), 357–397, doi:10.1023/A:1002463829265, 2000.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A.: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16663–16682, 1997.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F.: The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global Planet. Change*, 13, 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7, 1996.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., and Ricard, D.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. Part I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(630), 111–130, doi:10.1002/qj.200, 2008.
- Peñarocha, D., Estrela, M. J., and Millán, M.: Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: the Valencia region, *Int. J. Climatol.*, 22, 677–695, doi:10.1002/joc.747, 2002.
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., and Couvreur, F.: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 132(1), 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0, 2009.
- Pinty, J.-P. and Jabouille, P.: A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation, in: *Proceedings of the Conference on Cloud Physics*, Amer. Meteorol. Soc.: Boston, Everett, WA, USA, August 1999, 217–220, 1998.
- Ramis, C.: Las observaciones de la atmósfera libre en Mallorca: una breve historia y algunos resultados, *Rev. de Ciència*, 17, 41–58, 1995 (in Spanish).
- Reale, O., Feudale, L., and Turato, B.: Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region, *Geophys. Res. Lett.*, 28(10), 2085–2088, doi:10.1029/2000GL012379, 2001.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L.: A climatology of mesoscale environment associated with Mediterranean Heavy Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean area, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, submitted, 2010.
- Rivrain, J.-C.: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France, *Phénomènes remarquables no. 4*, Météo-France, Toulouse, 1997 (in French).
- Romero, R., Doswell III, C. A., and Ramis, C.: Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain, *Mon. Weather Rev.*, 128(11), 3731–3751, 2000.
- Scofield, R. A.: Satellite convective categories associated with heavy precipitation, in: *Preprints for the 6th Conference on Hydrometeorology*, Amer. Meteorol. Soc., Boston, Indianapolis, IN, USA, 29 October 1985, 47–51, 1985.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S.: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, ECMWF, Reading, UK, Newsletter no 110, 25–35, 2007.
- Stein, J., Richard, E., Lafore, J.-P., Pinty, J.-P., Asencio, N., and Cosma, S.: High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 203–221, doi:10.1007/s007030050016, 2000.
- Stohl, A. and James, P.: A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: method description, validation and demonstration for the August 2002 flooding in Central Europe, *J. Hydrometeorol.*, 5(4), 656–678, 2004.
- Tripoli, G. J., Medaglia, C. M., Panegrossi, G., Dietrich, S., Mugnai, A., and Smith, E. A.: Modeling microphysical signatures of extreme events in the Western Mediterranean to provide a basis for diagnosing precipitation from space, in: *Measuring Precipitation from Space: EURAINSAT and the Future*, Springer, Dordrecht, Netherlands, 535–547, ISBN:1-4020-5834-9, 2007.
- Turato, B., Reale, O., and Siccardi, F.: Water vapor sources of the October 2000 Piedmont flood, *J. Hydrometeorol.*, 5(4), 693–712, 2004.
- Uppala, S., Dee, D., Kobayashi, S., Berrisford, P., and Simmons, A.: Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim, ECMWF, Reading, UK, Newsletter no 115, 12–18, 2008.
- Yan, X., Ducrocq, V., Jaubert, G., Brousseau, P., Poli, P., Champollion, C., Flamant, C., and Boniface, K.: The benefit of GPS zenith delay assimilation to high-resolution quantitative precipitation forecasts: A case-study from COPS IOP 9, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135(644), 1788–1800, doi:10.1002/qj.508, 2009.

3.3 Apport en humidité de la Méditerranée

L'étude que nous venons de mener montre que la masse d'air alimentant les systèmes fortement précipitants convectifs s'humidifie lors de son trajet en basses couches au-dessus de la Méditerranée. L'interprétation proposée pour expliquer ce phénomène relie l'humidification en basses couches à un apport de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de la mer. On souhaite ici vérifier cette explication.

Pour cela, on analyse conjointement le flux d'évaporation en surface et les variations du contenu en vapeur d'eau le long de la portion marine du trajet suivi par le flux qui alimente en humidité les épisodes convectifs. Dans la pratique, on suit les rétro-trajectoires de particules prises dans le flux d'alimentation comme dans la section précédente, et on y étudie l'évolution de ces deux paramètres. On se focalise en fait sur la portion des rétro-trajectoires au-dessus de la Méditerranée où les particules gagnent de la vapeur d'eau (donc sans les dernières heures de trajet au-dessus du Golfe du Lion, juste avant l'épisode).

On réalise cette étude pour un échantillon réduit des cas d'étude convectifs considérés précédemment, à savoir les épisodes des 12 août 2008, 21 oct. 2008, 01 nov. 2008 et 18 sept. 2009. Les différentes localisations géographiques, les diverses conditions synoptiques préalables et les diverses trajectoires du flux d'alimentation sur la Méditerranée identifiées dans la section précédente sur l'ensemble des cas convectifs y sont bien représentées. L'épisode non-convectif du 26 décembre 2008 a été écarté. Les résultats de la section précédente ont en effet montré que la masse d'air relativement froide et dynamique qui alimente cet épisode sature très rapidement et ne gagne que très peu de vapeur d'eau au-dessus de la Méditerranée.

Les figures 3.1 à 3.4 montrent, pour les différents épisodes convectifs de notre échantillon réduit, les rétro-trajectoires de deux des particules prises dans le flux d'alimentation en humidité ainsi que l'évolution de différentes variables météorologiques le long de leur trajet au-dessus de la Méditerranée. Les rétro-trajectoires sont superposées aux valeurs, à un instant spécifique du trajet sur mer, des champs de rapport de mélange en vapeur d'eau et de flux d'évaporation à la surface. Les paramètres météorologiques dont l'évolution temporelle est illustrée dans les figures 3.1-b à 3.4-b sont le rapport de mélange en vapeur d'eau r_v , le rapport de mélange saturant r_w ainsi que le flux d'évaporation à la surface, à l'aplomb des particules.

Sur les figures, la hauteur des particules est précisée relativement à l'altitude de 1000 m ASL (Above Sea Level - au-dessus du niveau de la mer en français), hauteur maximale du flux d'alimentation des systèmes précipitants convectifs constatée dans la section précédente. Pour l'épisode du 12 août 2008 dont le flux d'alimentation est confiné en très basses couches (d'après les résultats de la section précédente), une information de hauteur par rapport à l'altitude de 500 m ASL est ajoutée.

La figure 3.1 présente les résultats pour le cas du 12 août 2008. On y retrouve que le flux d'humidité alimentant cet épisode est confiné dans les très basses couches. En effet, les particules sont quasiment constamment en-dessous de 1000 m durant leur trajet au-dessus de la Méditerranée et elles restent même entre 24 h et 48 h dans les 500 premiers mètres au-dessus de la mer. Leur rapport de mélange en vapeur d'eau augmente continûment tout au long de leur trajet sur la Méditerranée. Les particules évoluent au-

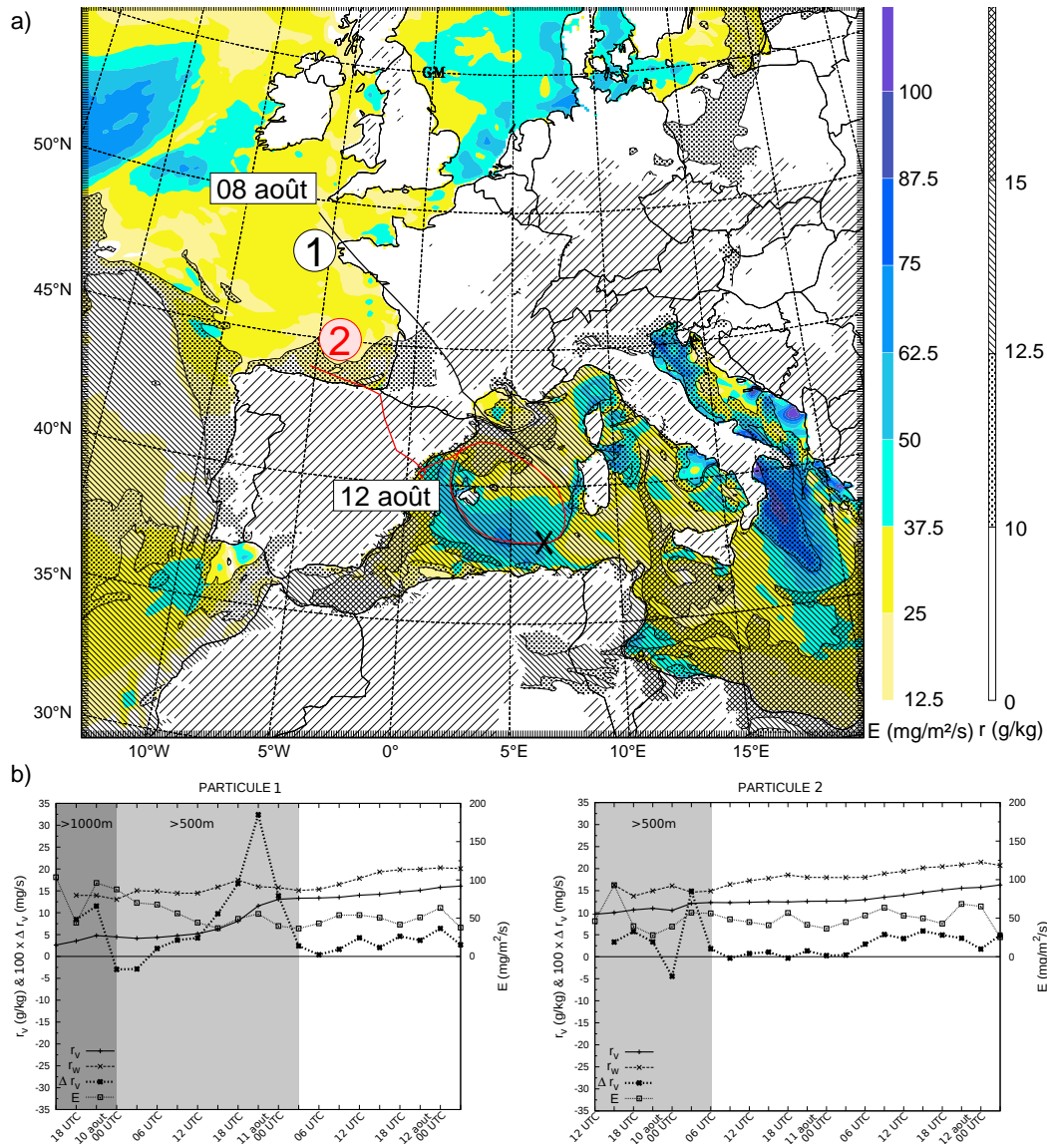


FIG. 3.1 – a) Rétro-trajectoires de deux particules prises dans le flux d'alimentation de l'épisode du 12 août 2008, superposées au flux d'évaporation à la surface de la mer E (plages de couleur en $\text{mg/m}^2/\text{s}$) et au rapport de mélange en vapeur d'eau à 250 m ASL r (contours et hachures en g/kg) le 11 août 2008 à 06 UTC. Les hachures sur terre et inclinées vers la droite marquent le relief d'altitude supérieure à 250 m ASL. La croix noire indique la position approximative des particules le 11 août 2008 à 06 UTC. b) Évolution par pas de 3 h le long de la portion des deux rétro-trajectoires de la figure a) située au-dessus de la Méditerranée du rapport de mélange en vapeur d'eau des particules r_v , de leur rapport de mélange saturant r_w ainsi que du flux d'évaporation en surface à l'aplomb des particules. La tendance sur 3 h du rapport de mélange en vapeur d'eau est également indiquée (Δr_v). Les portions de trajectoires où les particules se trouvent à une altitude supérieure à 1000 m ASL sont marquées en gris foncé et celles où elles sont au-dessus de 500 m ASL mais en-dessous de 1000 m ASL en gris clair.

dessus de zones où le flux d'évaporation est significatif, toujours supérieur à $40 \text{ mg/m}^2/\text{s}$ (ou 100 W/m^2 en terme de flux de chaleur latente), comme le montre la figure 3.1-a à un instant donné. Il apparaît sur la figure 3.1, que lorsque les particules se situent à une altitude inférieure à 500 m ASL, l'augmentation de leur rapport de mélange en vapeur d'eau (tendance sur 3 h) est plutôt bien corrélée au flux d'évaporation de la Méditerranée. Leur rapport de mélange en vapeur d'eau augmente en effet légèrement davantage lorsque l'évaporation de la Méditerranée est plus importante (comme par exemple le 12 août à 00 UTC pour la particule 1, ou encore le 11 août à 09 UTC pour la particule 2).

Pour le cas du 21 octobre 2008 (cf. figure 3.2), les particules restent à une altitude inférieure à 1000 m ASL durant l'ensemble de leur trajet au-dessus de la Méditerranée. Au cours de ce trajet marin, elles atteignent la saturation le 20 octobre dans l'après-midi. Avant cette période, l'augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau est plutôt bien corrélée au flux d'évaporation à la surface de la mer. Lorsque les particules atteignent la saturation, les basses couches sont saturées ou très proches de la saturation et le flux d'évaporation de la Méditerranée devient en cohérence quasi-nul.

Pour le cas du 01 novembre 2008 (cf. figure 3.3), le trajet au-dessus de la Méditerranée est plus court. C'est pourquoi les paramètres météorologiques le long des trajectoires des particules ont été évalués toutes les heures. Tout au long de leur trajet sur la Méditerranée, les particules se trouvent à une altitude inférieure à 1000 m ASL. Le champ de rapport de mélange en vapeur d'eau (figure 3.3-a) montre clairement l'effet de Foehn au pied de l'Atlas avec de l'air plus sec. Mais on constate également que ce flux subsident rapide et sec favorise une évaporation forte de la Méditerranée qui humidifie les basses couches. On retrouve ainsi une très bonne corrélation entre la tendance du rapport de mélange en vapeur d'eau et le flux d'évaporation le long du trajet des particules au-dessus de la Méditerranée (figure 3.3-b).

Enfin, dans le cas du 18 septembre 2009 (cf. figure 3.4), le trajet des particules s'effectue également au-dessus d'une zone de forte évaporation, comme dans le cas du 01 novembre 2008. L'écart à la saturation des particules est cependant plus faible sur ce cas du 18 septembre 2009, la forte évaporation devant être avant tout induite par des vents rapides en surface. L'évolution de la tendance du rapport de mélange en vapeur d'eau des particules lorsqu'elles se trouvent dans les 1000 premiers mètres est plutôt bien corrélée à l'évolution du flux d'évaporation, même si elle paraît perturbée par un écart à la saturation assez faible (notamment pour la particule 2).

Ces résultats confirment que l'évaporation de la Méditerranée humidifie la masse d'air alimentant les systèmes fortement précipitants dans les basses couches au-dessus de la mer. Ils précisent par ailleurs que cette humidification se produit essentiellement dans la couche limite conditionnellement instable et ne concerne que dans une moindre mesure les couches supérieures stables. En effet, dans le cas du 12 août 2008 dont la couche limite conditionnellement instable est particulièrement peu étendue verticalement (cf. figure 10 de la section précédente), la figure 3.1 montre que l'évaporation de la Méditerranée n'humidifie les particules que lorsque leur altitude est inférieure à 500 m ASL. Dans les autres cas de l'échantillon, nous avons vu que cette humidification concerne également des particules plus hautes (entre 500 m et 1000 m) en accord avec une couche limite conditionnellement instable plus étendue (cf. figure 10 de la section précédente). Ceci est vraisemblablement dû au fait que la vapeur d'eau apportée en surface par le flux d'éva-

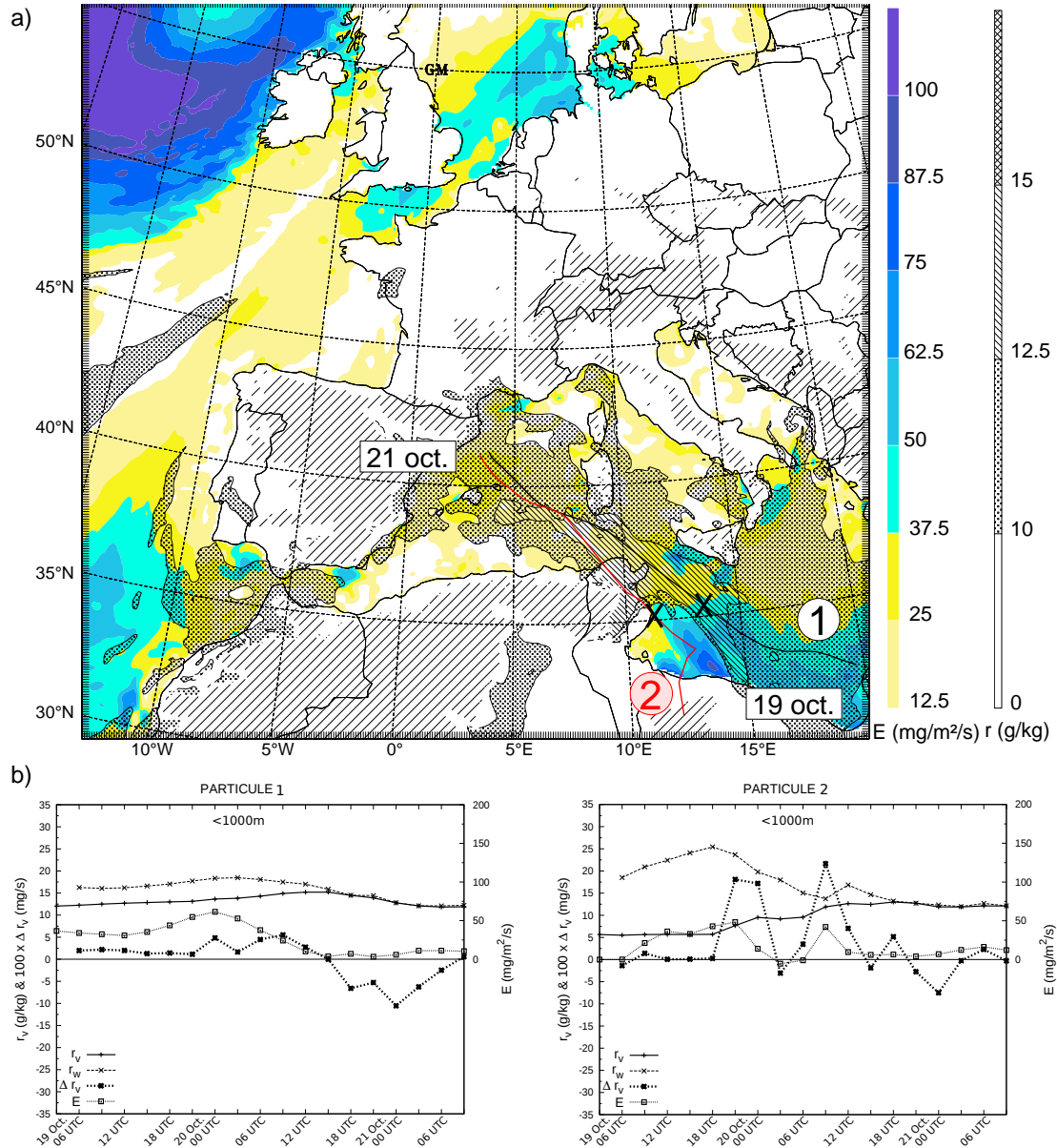


FIG. 3.2 – Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 21 oct. 2008. Sur la figure a), les champs de flux d'évaporation à la surface de la mer et de rapport de mélange en vapeur d'eau à 500 m ASL ainsi que la position des particules indiquée par les deux croix sont données pour le 20 octobre 2008 à 06 UTC. Tout au long de leur trajet au-dessus de la Méditerranée, les particules se trouvent à une altitude inférieure à 1000 m ASL.

poration est aisément diffusée par turbulence dans la couche limite conditionnellement instable, mais n'est que peu propagée au-delà dans les couches supérieures.

Comme cela a été souligné ci-dessus, la corrélation entre le flux d'évaporation de la Méditerranée et l'augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau dans les basses couches est perturbée lorsque l'écart à la saturation des particules diminue. La quantité de vapeur d'eau gagnée par les particules grâce à l'évaporation de la Méditerranée se trouve

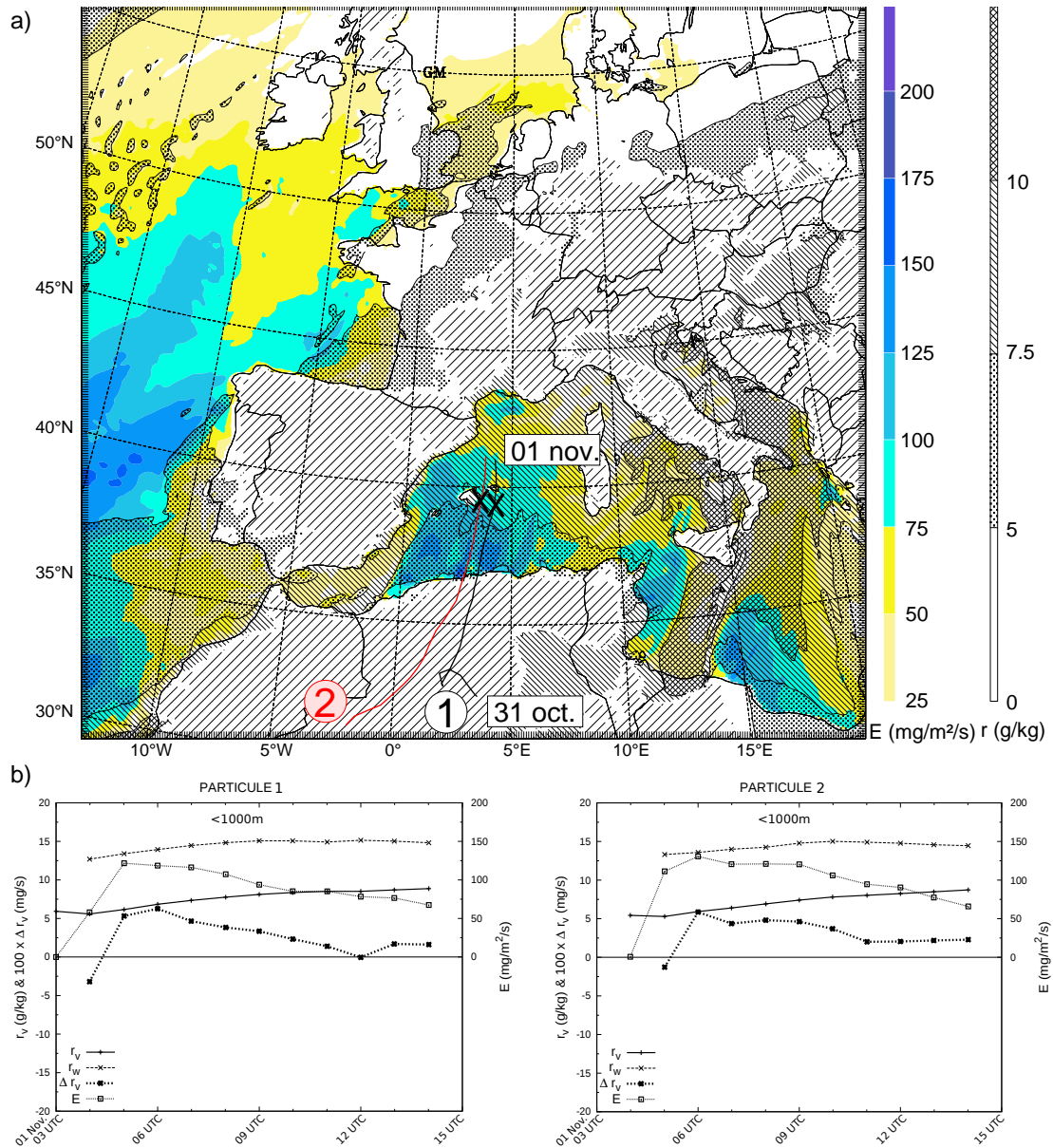


FIG. 3.3 – Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 01 nov. 2008. Sur la figure a), les champs de flux d'évaporation à la surface de la mer et de rapport de mélange en vapeur d'eau à 250 m ASL ainsi que la position des particules indiquée par les deux croix sont données pour le 01 novembre 2008 à 09 UTC. Les légendes des deux champs ont été modifiées par rapport à la figure 3.1. L'évolution des variables de la figure b) est précisée par pas de 1 h. Δr_v représente alors la tendance sur 1 h du rapport de mélange en vapeur d'eau. Tout au long de leur trajet au-dessus de la Méditerranée, les particules se trouvent à une altitude inférieure à 1000 m ASL.

en effet limitée lorsque la masse d'air alimentant les systèmes précipitants approche de la saturation. Nous avons vu que cet effet est particulièrement important pour le cas du 21 octobre 2008 (figure 3.2). La masse d'air y est en effet initialement très humide (jusqu'à

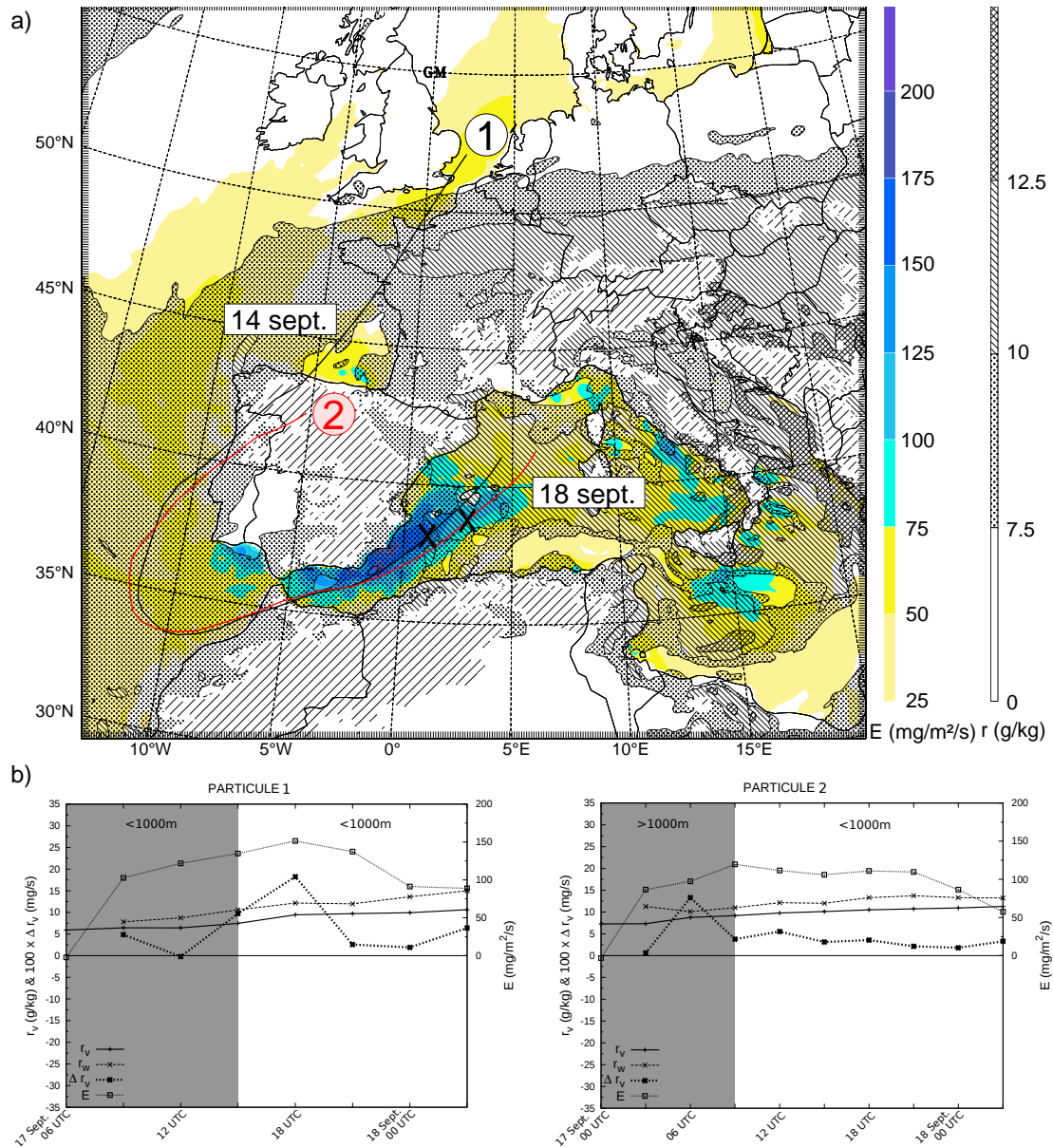


FIG. 3.4 – Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 18 sept. 2009. Sur la figure a), les champs de flux d'évaporation à la surface de la mer et de rapport de mélange en vapeur d'eau à 700 m ASL ainsi que la position des particules indiquée par les deux croix sont données pour le 17 septembre 2009 à 18 UTC. Les légendes des deux champs sont les mêmes que dans la figure 3.3.

82 % pour la particule 1). Elle sature rapidement et ne gagne que peu de vapeur d'eau de la Méditerranée. Ces résultats confirment nos conclusions de la section précédente expliquant, comme pour ce cas du 21 octobre 2008, que la contribution de la Méditerranée se trouve restreinte par une saturation rapide du flux d'alimentation lorsque son contenu initial en vapeur d'eau est élevé.

Enfin, on remarque sur les figures 3.3 et 3.4 que le flux d'évaporation de la Méditerranée

née contribuant à l'alimentation des deux cas des 01 nov. 2008 et 18 sept. 2009, avec des valeurs de l'ordre de $130 \text{ mg/m}^2/\text{s}$, est dans l'ensemble bien supérieur à celui du 12 août 2008 (flux généralement d'environ $60 \text{ mg/m}^2/\text{s}$ et toujours inférieur à $100 \text{ mg/m}^2/\text{s}$ comme le montre la figure 3.1). Dans la section précédente, il était pourtant apparu que la contribution de la Méditerranée à l'alimentation des systèmes précipitants de ces deux épisodes était plus faible. Il s'avère donc ici que cette contribution réduite de la Méditerranée ne provient pas d'une évaporation moins importante de la mer. La plus faible contribution de la Méditerranée à l'alimentation des épisodes précédés de conditions cycloniques sur le bassin ouest-méditerranéen semble davantage s'expliquer par un temps de résidence du flux d'alimentation en basses couches au-dessus de la Méditerranée réduit.

Ceci souligne l'importance de la prise en compte du temps de résidence au-dessus de la Méditerranée dans l'évaluation de la contribution de la Méditerranée à l'alimentation des épisodes de pluies intenses. Pour compléter l'étude relativement ponctuelle de l'apport d'humidité développée dans ce chapitre, l'approche plus intégrée dans le temps qui consiste en l'évaluation de bilans en eau et dont nous allons présenter les résultats dans le chapitre suivant, paraît ainsi particulièrement adaptée.

Chapitre 4

Évaluation de la contribution respective des différentes sources de vapeur d'eau

Sommaire

4.1	Définition des domaines de calcul des bilans en eau	69
4.2	Validation des bilan en eau	71
4.3	Analyse des différents termes	73
4.3.1	Analyse des flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores	74
4.3.2	Comparaison des flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydro- météores et du flux d'évaporation	77
4.3.3	Analyse du flux d'évaporation	78
4.3.4	Analyse du terme de stockage	79
4.3.5	Conclusion	80

Dans ce chapitre, on poursuit l'étude de l'alimentation en humidité des pluies intenses en région méditerranéenne selon une approche plus continue temporellement et intégrée spatialement. Pour cela, des bilans en eau sont effectués sur l'Ouest du bassin méditerranéen pour un échantillon représentatif des cas de pluies intenses de 2008 et 2009. Les domaines sur lesquels les bilans sont intégrés, sont tout d'abord présentés puis la fermeture des bilans est vérifiée. Enfin, les termes d'apport des bilans en eau sont analysés et les résultats confrontés à ceux du chapitre précédent obtenus avec l'approche lagrangienne.

4.1 Définition des domaines de calcul des bilans en eau

Comme indiqué dans la section 2.1, les domaines d'intégration des bilans en eau sont définis pour chaque épisode, d'après les résultats de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent. Ils couvrent les zones de la Méditerranée dont l'évaporation contribue à l'alimentation des systèmes précipitants. Pour cela, ils s'étendent sur l'ensemble de la portion marine des trajectoires permettant à la masse d'air qui alimente les systèmes précipitants de s'humidifier. Les domaines ainsi définis sont présentés figure 4.1.

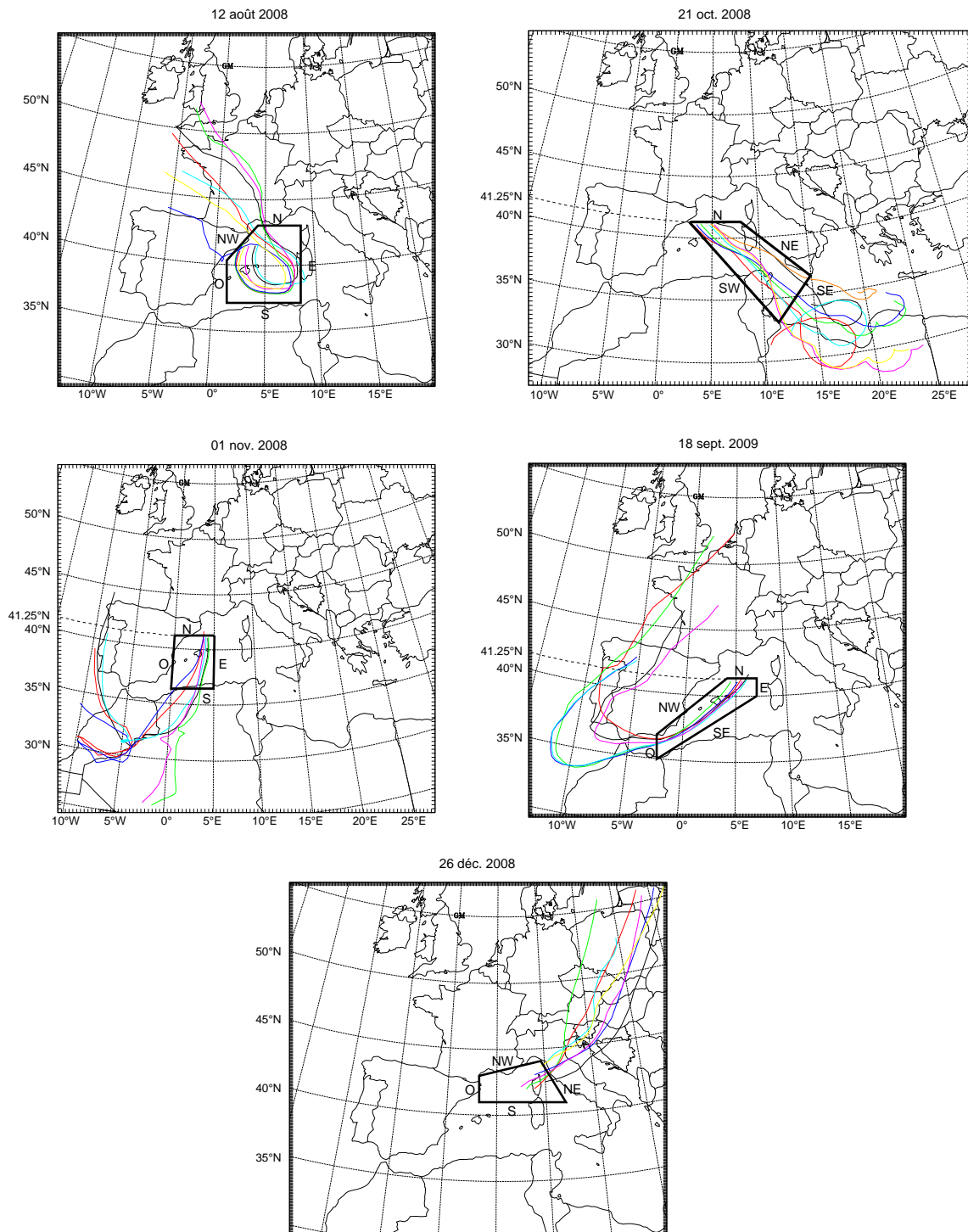


FIG. 4.1 – Domaines d'intégration des bilans en eau pour les 5 cas d'étude.

Notre échantillon de cas d'étude est le même que celui du chapitre précédent (section 3.3), i.e. les trois cas Cévennes-Vivaraïs des 12 août 2008, 21 oct. 2008 et 01 nov. 2008 et le cas Alpes du Sud du 18 sept. 2009. L'épisode non-convectif sur le Roussillon du 26 déc. 2008 a aussi été ajouté. Ce cas avait été écarté de l'étude de l'apport en vapeur

d'eau provenant de la Méditerranée car son flux d'alimentation en humidité ne gagnait que très peu de vapeur d'eau au-dessus de la mer. Comme on s'intéresse ici à l'ensemble des termes d'apport en humidité et plus uniquement à celui provenant de la Méditerranée, ce cas peut à nouveau être considéré.

Pour trois des cinq cas de notre échantillon (ceux des 21 oct. 2008, 01 nov. 2008 et 18 sept. 2009), le Golfe du Lion est exclu des domaines de calcul des bilans en eau. En effet, d'après les résultats du chapitre précédent, cette zone du Nord-Ouest de la Méditerranée définie par une latitude supérieure à 41.25°N et une longitude comprise entre environ 2.5°E et 6.5°E , ne contribue pas sensiblement à l'alimentation des systèmes précipitants, avec une masse d'air déjà proche de la saturation et la formation de nuages. Pour le cas du 26 décembre 2008, nous avons vu que l'ensemble de la Méditerranée contribue particulièrement peu à l'approvisionnement des précipitations. Dans ce cas, l'apport en humidité du Golfe du Lion n'est pas significativement plus faible, si bien que l'exclusion de cette zone de la Méditerranée hors du domaine de calcul du bilan en eau ne serait pas justifiée. Enfin, pour le cas du 12 août 2008, la masse d'air alimentant les systèmes précipitants entre sur la Méditerranée par le Golfe du Lion (cf. trajectoires du chapitre précédent et reportées sur la figure 4.1). Afin de prendre en compte l'éventuel apport en humidité de ce premier passage sur le Golfe du Lion, la zone doit être conservée dans le domaine d'intégration du bilan en eau.

Les domaines d'intégration des bilans en eau ainsi définis sont très différents d'un épisode à l'autre. Afin de rendre les bilans intercomparables quelle que soit la taille du domaine choisi, dans la suite, tous les termes sont normalisés par la surface du domaine (division par la surface A dans les équations de la section 2.5.3).

4.2 Validation des bilan en eau

Avant d'analyser les résultats des calculs de bilans en eau, on vérifie tout d'abord la fermeture du bilan global évalué sur toute la hauteur de l'atmosphère. Notons cependant qu'une fermeture exacte n'est pas attendue. En effet, le calcul des différents termes du bilan, présenté dans la section 2.5.3, est effectué pour certains en valeurs instantanées (calcul de E et Q_n) et pour d'autres en moyenne sur 3 heures (P_i et $\partial S/\partial t$). La fermeture du bilan ne pourrait être exacte que si les précipitations et la variation du terme de stockage étaient constantes sur 3 heures ou si les valeurs instantanées de flux d'évaporation et de flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores correspondaient aux valeurs moyennes sur 3 heures. Le développement d'un calcul des différents termes du bilan in-line (i.e. à chaque pas de temps du modèle) aurait été nécessaire pour une méthode d'estimation plus précise.

Pour chacun des 5 cas d'étude, le résidu du bilan en eau est estimé après chaque évaluation du bilan, soit toutes les 3 heures pendant toute la période de résidence dans le domaine de calcul du bilan de la masse d'air alimentant les systèmes précipitants. Il est calculé par différence entre le premier et le deuxième membre de l'équation 2.5. La figure 4.2 présente l'évolution temporelle des différents termes des bilans en eau globaux ainsi que celle du résidu pour trois des cinq cas de notre échantillon d'étude. Les conclusions sont identiques pour les deux autres cas d'étude.

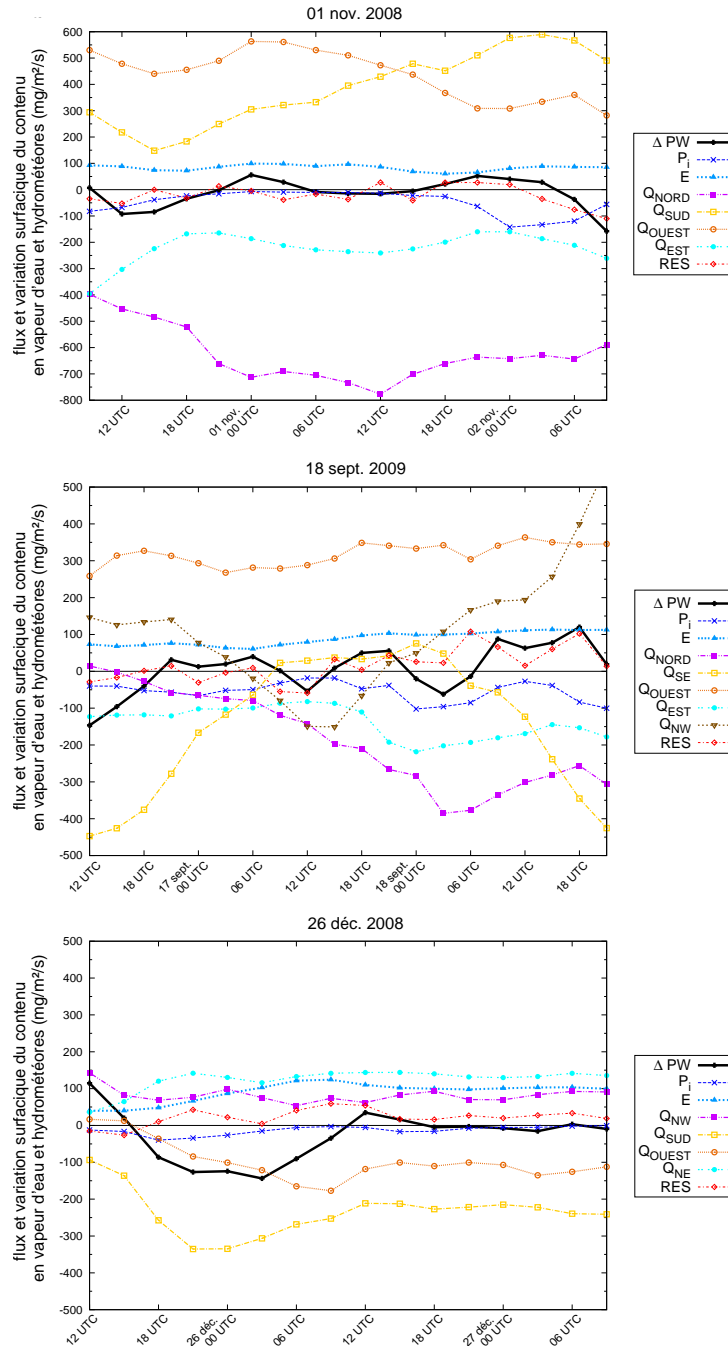


FIG. 4.2 – Évolution temporelle des bilans en eau globaux évalués sur toute la hauteur de l'atmosphère pour les cas des 01 nov. 2008 (en haut), 18 sept. 2009 (au milieu) et 26 déc. 2008 (en bas). Les différentes courbes représentent l'évolution temporelle des valeurs prises par les différents termes du bilan explicités dans la section 2.5.3. ΔPW est la variation sur 3 h du terme de stockage S , P_i représente les précipitations instantanées, E le flux d'évaporation, Q_{CARD} le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores normal au bord du volume orienté vers le point cardinal $CARD$, et RES le résidu du bilan.

Dans l'ensemble, les résidus des bilans en eau sont relativement faibles par rapport aux autres termes et notamment par rapport aux flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores Q_n . On peut voir sur la figure 4.2 que c'est particulièrement vrai pour le cas du 01 novembre 2008. Son bilan en eau global présente des résidus généralement de l'ordre de 30 mg/m²/s et toujours inférieurs à 100 mg/m²/s pour des flux horizontaux d'humidité Q_n dépassant souvent les 600 mg/m²/s. Pour les deux autres cas présentés dans la figure 4.2, les flux horizontaux d'humidité sont plus faibles, de l'ordre de 200 mg/m²/s à 400 mg/m²/s, mais ils restent environ un ordre de grandeur au-dessus des résidus généralement constatés (toujours d'à peu près 30 mg/m²/s).

Les résidus les plus importants atteignent tout juste les 100 mg/m²/s et sont très occasionnels (par exemple à 06 UTC et 18 UTC pour le cas du 18 sept. 2009). Comme attendu, on les retrouve essentiellement lorsque des précipitations affectent le domaine de calcul et/ou lorsque les différents termes du bilan varient fortement dans le temps. La figure 4.2 montre que le terme de flux d'évaporation est relativement stable dans le temps. Sa valeur instantanée et sa valeur moyenne sur 3 h sont donc assez proches et il ne contribue que peu au résidu. Les autres termes sont par contre plus variables. Leurs variations temporelles sont souvent associées à des flux horizontaux d'humidité importants si bien que le résidu reste dans l'ensemble relativement petit par rapport à ces flux. Ainsi, cette étude des résidus des bilans en eau montre que, bien que les bilans ne soient pas exactement fermés, les résidus sont suffisamment faibles comparativement aux autres termes pour ne pas impacter l'interprétation qualitative présentée ci-dessous.

4.3 Analyse des différents termes

La qualité des bilans en eau étant validée, on souhaite maintenant les utiliser d'une part pour confirmer les résultats de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent et d'autre part pour évaluer l'importance relative de la contribution des différentes sources d'humidité à l'alimentation des systèmes fortement précipitants des 5 cas de notre échantillon. Pour cela, on analyse plus en détails les termes sources des bilans en eau à savoir le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores Q_n et le flux d'évaporation E . Le terme Q_n traduit le transport d'humidité aux bords du domaine de calcul des bilans depuis des sources lointaines extérieures à la Méditerranée, tandis que E représente l'apport de la Méditerranée.

En premier lieu, il faut noter que, d'après l'analyse lagrangienne du chapitre précédent, pour tous les cas convectifs (tous les cas sauf celui du 26 déc. 2008), la masse d'air alimentant les systèmes précipitants entre et circule sur la Méditerranée dans les 1500 premiers mètres au-dessus de la surface. Ainsi, pour ces cas convectifs, le transport d'humidité contribuant à l'alimentation des précipitations sera caractérisé dans les bilans en eau par le flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores Q_n dans les 1500 m les plus bas. Dans l'optique de l'étude de ce transport d'humidité et d'une comparaison avec les résultats de l'analyse lagrangienne, il paraît alors plus pertinent de ne pas intégrer les flux horizontaux Q_n sur toute la verticale comme dans l'équation 2.11, mais seulement sur une couche s'étendant de la surface à une altitude de 1500 m ASL.

Les figures 4.4 et 4.5 présentent l'évolution temporelle des différents termes des bilans en eau évalués sur la couche 0-1500 m pour les 4 cas convectifs (12 août 2008, 21

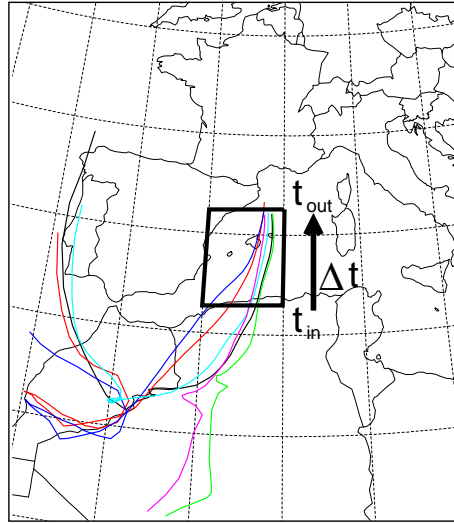


FIG. 4.3 – Représentation schématique pour le cas du 01 nov. 2008 de l'estimation de la durée de résidence dans le domaine de calcul du bilan de la masse d'air alimentant les systèmes précipitants. t_{in} est l'instant moyen où les particules entrent dans le domaine, t_{out} celui où elles en sortent et Δt est la différence entre ces deux instants moyens.

oct. 2008, 01 nov. 2008 et 18 sept. 2009) et sur toute la hauteur de l'atmosphère pour le cas non-convectif du 26 décembre 2008. Afin de faciliter l'interprétation de ces figures, la période durant laquelle la masse d'air qui alimente les systèmes précipitants entre dans le domaine de calcul du bilan ainsi que celle où elle en sort sont mises en évidence (surfaces grisées) pour chacun des cas. La figure 4.3 illustre comment ces périodes sont déterminées. La méthode se base sur l'analyse lagrangienne du chapitre précédent. En considérant les rétro-trajectoires d'un ensemble de quelques particules (6 à 8) prises à un moment donné, t_0 , au sein des systèmes précipitants, on identifie pour chacune d'elles l'instant où elles entrent dans le domaine de calcul du bilan et celui où elles en sortent. Ces instants diffèrent relativement peu d'une particule à l'autre. En en faisant la moyenne, on détermine $t_{in} = t_{out} - \Delta t$ et t_{out} , les instants moyens où la masse d'air alimentant les systèmes précipitants à t_0 entre et sort du domaine. Δt est donc le temps de résidence moyen de la masse d'air dans le domaine. En répétant cette opération à différents moments de l'épisode, dont notamment l'initialisation et la dissipation, on peut déterminer t_{out} et $t_{out} - \Delta t$ au début et à la fin de l'épisode. Sur les figures 4.4 et 4.5, ces instants sont notés respectivement t_i et $t_i - \Delta t_i$ pour le début de l'épisode, et t_f et $t_f - \Delta t_f$ pour la fin. Le flux d'humidité sortant au bord du domaine et alimentant directement les systèmes précipitants y est également identifié (ellipses rouges), toujours d'après les résultats de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent.

4.3.1 Analyse des flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores

Les termes de flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores Q_n des bilans en eau présentés sur les figures 4.4 et 4.5 mettent bien en évidence le transport d'humidité

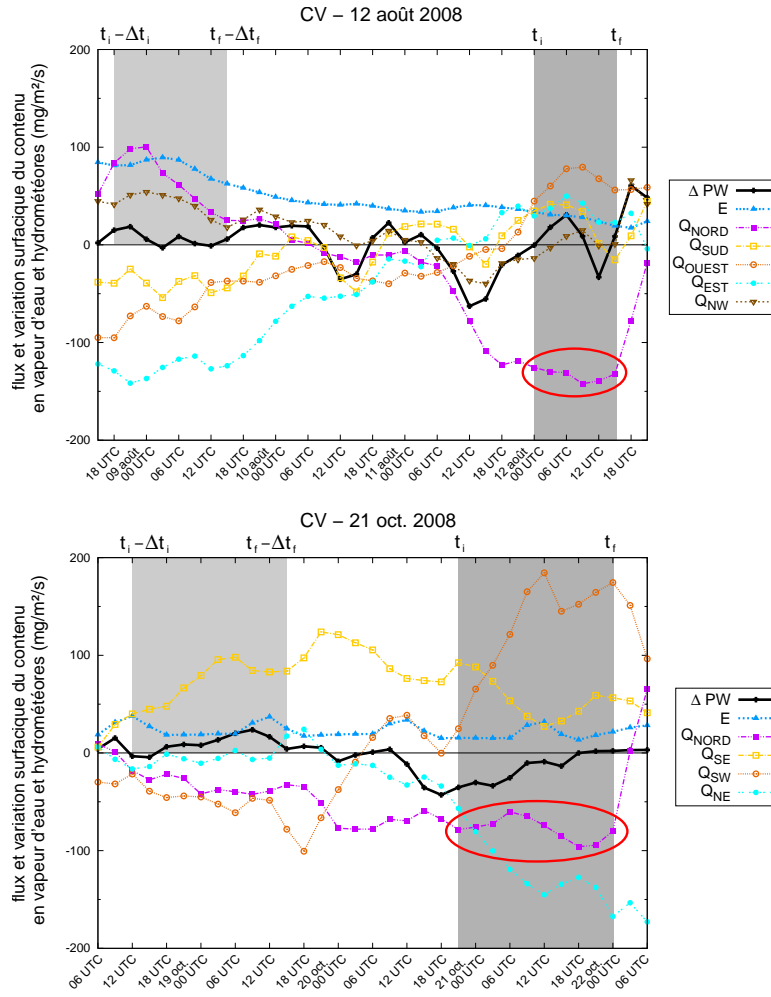


FIG. 4.4 – Évolution temporelle des bilans en eau évalués sur la couche 0-1500 m pour les cas Cévennes-Vivarais des 12 août 2008 (en haut) et 21 oct. 2008 (en bas). Les différentes courbes représentent comme dans la figure 4.2, l'évolution temporelle des valeurs prises par différents termes du bilan explicités dans la section 2.5.3. La période où la masse d'air qui alimente les systèmes précipitants entre dans le domaine de calcul du bilan est marquée en gris clair ($(t_f - \Delta t_f) - (t_i - \Delta t_i)$) et celle où elle en sort ($t_f - t_i$) en gris foncé. Les ellipses rouges identifient la composante du flux d'humidité qui alimente les systèmes précipitants.

associé à l'alimentation des systèmes précipitants. Pour tous les épisodes de notre échantillon, on observe en effet une intensification de ces flux sortants de sud (Q_{NORD} de signe négatif), ou d'est (Q_{OUEST} de signe négatif) pour le cas du 26 décembre 2008, pendant la période $t_i - t_f$. Cette intensification coïncide remarquablement bien, tant en termes de chronologie qu'en termes d'orientation géographique, avec la mise en place du flux d'humidité alimentant les systèmes précipitants (indiqué sur les figures par les ellipses rouges) telle que diagnostiquée d'après l'analyse lagrangienne.

De la même manière, dans les périodes $(t_i - \Delta t_i) - (t_f - \Delta t_f)$ où les masses d'air qui alimentent les systèmes précipitants entrent dans les domaines de calcul des bilans,

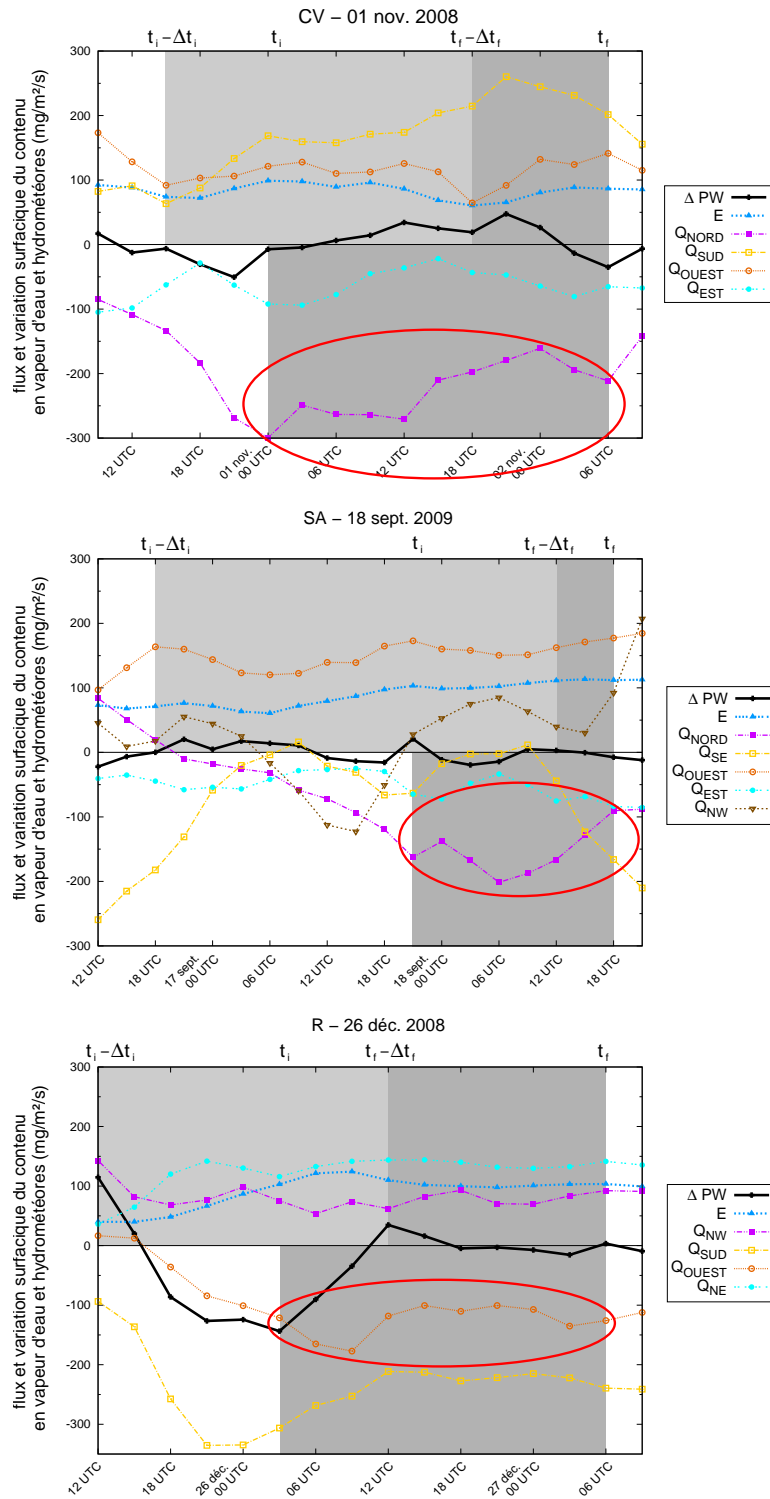


FIG. 4.5 – Similaire à la figure 4.4 mais pour le cas Cévennes-Vivarais du 01 nov. 2008 (en haut), le cas Alpes du Sud (SA) du 18 sept. 2009 (au milieu) et la cas Roussillon du 26 déc. 2008 (en bas). Pour le cas du 26 déc. 2008, le bilan est calculé sur toute la hauteur de l'atmosphère.

on retrouve les flux d'apport d'humidité provenant de sources extérieures lointaines identifiés dans le chapitre précédent. Ainsi, on observe durant ces périodes, des flux entrants (de signe positif) de vapeur d'eau et d'hydrométéores de nord et nord-ouest pour le cas Cévennes-Vivarais du 12 août 2008, de sud-est pour le cas Cévennes-Vivarais du 21 oct. 2008, un flux de sud majoritaire et un flux d'ouest plus faible pour le cas Cévennes-Vivarais du 01 nov. 2008, un flux d'ouest pour le cas Alpes du Sud du 18 sept. 2009 et un flux de nord-est dominant avec un flux de nord-nord-ouest plus faible pour le cas Roussillon du 26 déc. 2008.

L'analyse des termes de flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores des bilans en eau confirme donc la chronologie et les trajectoires de l'alimentation des systèmes fortement précipitants déterminées d'après l'analyse lagrangienne du chapitre précédent.

4.3.2 Comparaison des flux horizontaux de vapeur d'eau et d'hydrométéores et du flux d'évaporation

Une comparaison des termes de flux horizontaux entrants Q_n avec le terme de flux d'évaporation E permet d'évaluer l'importance relative de l'apport d'humidité provenant de la source locale qu'est la Méditerranée, et de celui provenant de sources extérieures plus lointaines. Ainsi, il apparaît sur la figure 4.4 que pour le cas du 12 août 2008, l'apport d'humidité par évaporation de la Méditerranée est particulièrement important relativement aux flux horizontaux apportant de la vapeur d'eau et des hydrométéores depuis des sources lointaines. À l'inverse, pour le cas du 01 novembre 2008 sur la figure 4.5, la contribution de la Méditerranée semble relativement plus faible.

Afin d'évaluer plus précisément l'importance relative des contributions de la source locale méditerranéenne et des sources extérieures plus lointaines dans l'alimentation des systèmes fortement précipitants de notre échantillon, on quantifie l'apport des différents termes sources des bilans en eau sur l'intégralité des épisodes. Pour chaque cas, on estime la contribution des sources d'humidité lointaines en sommant les termes de flux horizontaux entrants durant toute la période $(t_i - \Delta t_i) - (t_f - \Delta t_f)$ où la masse d'air qui alimente les systèmes précipitants entre dans le domaine de calcul du bilan. La contribution de la Méditerranée est quant à elle évaluée par la somme du terme de flux d'évaporation E sur tout la période $(t_i - \Delta t_i) - t_f$ représentant le temps de résidence de la masse d'air dans le domaine. Le tableau 4.1 récapitule les valeurs des contributions relatives des sources d'humidité locale et extérieures ainsi obtenues pour l'ensemble des épisodes de notre échantillon.

Cette évaluation quantitative des contributions relatives des sources d'humidité locale et lointaines confirme pour le cas du 12 août 2008, l'importance de l'apport d'humidité par évaporation de la Méditerranée. Avec 57.7 %, la contribution de la Méditerranée y est relativement plus importante que pour les autres épisodes. À l'inverse, la contribution de la Méditerranée est la plus faible pour les deux cas précédés de conditions cycloniques sur l'Ouest du bassin méditerranéen (cas des 01 nov. 2008 et 18 sept. 2009). Pour ces deux cas, l'apport de la Méditerranée est inférieur à 45 %.

Ces résultats obtenus à partir des bilans en eau sont cohérents avec ceux de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent. En effet, si les estimations des contributions respectives des sources d'humidité locale et lointaines ne sont pas exactement identiques du fait

TAB. 4.1 – Contributions relatives de la source d'humidité locale méditerranéenne et de sources d'humidité lointaines dans l'alimentation des systèmes fortement précipitants.

Épisode	Apport d'eau par évaporation E	Apport d'eau par advection horizontale Q_n
12 août 2008	57.7 %	42.3 %
21 oct. 2008	45.7 %	54.3 %
01 nov. 2008	43.4 %	56.6 %
18 sept. 2009	39.1 %	60.9 %
26 déc. 2008	46.3 %	53.7 %

des spécificités et des imprécisions propres à chacune des deux méthodes, on retrouve dans l'ensemble les mêmes caractéristiques. Ainsi, dans le chapitre précédent, la contribution de la Méditerranée à l'épisode du 12 août 2008 est également apparue comme plus importante que pour les autres épisodes, à la fois en termes d'apport absolu de vapeur d'eau avec 10 g/kg et relativement à l'apport des sources d'humidité lointaines avec plus de 60 % de l'humidité du flux d'alimentation provenant de l'évaporation de la mer. Par ailleurs, l'analyse lagrangienne a aussi montré que la contribution de la Méditerranée est plus faible lorsque les épisodes sont précédés de conditions cycloniques persistantes sur l'Ouest du bassin méditerranéen. Pour ces épisodes, les résultats du chapitre précédent ont estimé la contribution de la Méditerranée comme légèrement minoritaire (également inférieure à 45 %) par rapport à celle de sources extérieures.

On peut toutefois noter que pour le cas du 26 décembre 2008, et dans une moindre mesure celui du 18 septembre 2009, l'estimation de la contribution de la Méditerranée d'après les bilans en eau est sensiblement plus élevée que celle du chapitre précédent. Cette différence peut s'expliquer par l'occurrence de précipitations le long des trajectoires des particules avant qu'elles n'atteignent les systèmes précipitants. Ceci induit une perte en eau locale, en partie comblée par une humidification apportée par l'évaporation de la Méditerranée hors des zones de précipitations. Dans l'analyse lagrangienne, ces processus qui se compensent partiellement ne peuvent pas être pris en compte et l'apport par évaporation est sous-estimé.

4.3.3 Analyse du flux d'évaporation

Nous avons vu dans le chapitre précédent que la contribution de la Méditerranée à l'alimentation des systèmes fortement précipitants convectifs était beaucoup plus faible sur le Golfe du Lion que sur le reste de la Méditerranée. Afin de confirmer cette différence, on compare, pour tous les cas convectifs de notre échantillon, les flux d'évaporation moyens évalués d'une part sur les domaines des bilans en eau considérés ci-dessus sans le Golfe du Lion, et d'autre part sur le Golfe du Lion uniquement. Ces flux d'évaporation sont moyennés chacun sur la période de résidence dans le domaine considéré de la masse d'air alimentant les systèmes fortement précipitants. Ces périodes sont là encore déterminées d'après les résultats de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent, selon le même principe que celui décrit par la figure 4.3. Ainsi, le flux d'évaporation moyen sur le Golfe du Lion est évalué sur les dernières heures avant, et pendant chaque épisode.

Pour calculer le flux d'évaporation moyen sur le domaine du bilan en eau du 12 août 2008 sans le Golfe du Lion, le domaine défini figure 4.1 a été tronqué au Nord à 41.25°N . Le tableau 4.2 présente les flux d'évaporation moyens ainsi calculés.

TAB. 4.2 – Flux d'évaporation moyens sur l'Ouest de la Méditerranée.

Épisode	Flux d'évaporation moyen sur le domaine de calcul du bilan hors Golfe du Lion	Flux d'évaporation moyen sur le Golfe du Lion juste avant et pendant l'épisode
12 août 2008	49.8 mg/m ² /s	28.14 mg/m ² /s
21 oct. 2008	22.1 mg/m ² /s	21.1 mg/m ² /s
01 nov. 2008	82.7 mg/m ² /s	61.1 mg/m ² /s
18 sept. 2009	89.8 mg/m ² /s	57.3 mg/m ² /s

Il apparaît pour tous les cas du tableau 4.2, que l'évaporation moyenne sur le Golfe du Lion est plus faible que celle sur le reste de l'Ouest de la Méditerranée. Pour l'épisode du 21 octobre 2008, les deux flux d'évaporation moyens sont proches. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la contribution de l'évaporation de la mer à l'humidification de la masse d'air est dans ce cas très rapidement limitée du fait d'un écart à la saturation quasi-nul. La contribution moindre du Golfe du Lion juste avant les épisodes précipitants peut s'expliquer par un flux de basses couches déjà fortement humidifié par son parcours au-dessus de la Méditerranée avant son arrivée dans la zone, induisant de fait un flux d'évaporation plus faible en moyenne sur cette région.

4.3.4 Analyse du terme de stockage

Pour terminer, nous avons analysé le terme de stockage S des bilans en eau afin d'identifier un éventuel comportement caractéristique dans son évolution temporelle avant les épisodes de pluies intenses. Comme indiqué dans la section 2.5.3, ce terme intègre l'eau précipitable sur la surface du domaine de calcul du bilan. Son évolution temporelle est présentée sur la figure 4.6 pour le cas du 18 septembre 2009. L'évolution du stockage d'eau pour les autres cas de notre échantillon d'étude n'est pas présenté, mais son allure reste similaire à celle de la figure 4.6. On observe ainsi une légère augmentation du stockage d'eau précipitable sur l'Ouest de la Méditerranée 1 à 2 jours avant chaque épisode pour arriver à un stockage maximal environ 12 h avant le déclenchement des précipitations intenses. Cette augmentation est cependant faible (de 0.75 kg/m² à 1.5 kg/m² selon les épisodes).

Pour préciser cette étude du stockage d'eau avant les épisodes de pluies intenses, l'eau précipitable a également été intégrée sur le Golfe du Lion (défini sur la Méditerranée par une latitude supérieure à 41.25°N et une longitude comprise entre environ 2.5°E et 6.5°E). Son évolution temporelle a été ajoutée sur la figure 4.6 toujours pour le cas du 18 septembre 2009. Là encore, les résultats pour les autres cas d'étude sont similaires. Sur cette zone de la Méditerranée directement en amont des systèmes précipitants, l'augmentation du stockage d'eau précipitable est plus sensible (de 4 kg/m² à 8 kg/m²). Cette augmentation se fait essentiellement dans les dernières 24 h avant l'épisode. Elle est cohérente avec l'intensification du flux d'humidité constatée en sortie des domaines sur les

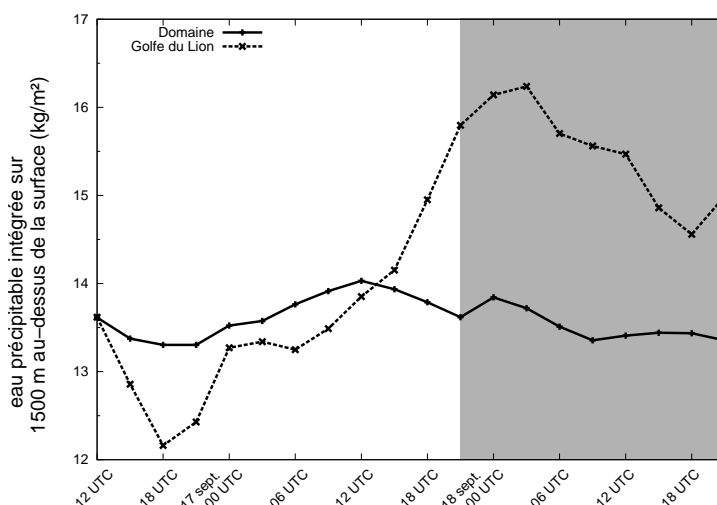


FIG. 4.6 – Évolution temporelle du stockage d'eau précipitable pour le cas du 18 sept. 2009 dans le domaine de calcul du bilan en eau et sur le Golfe du Lion. L'épisode précipitant est indiqué par une surface grisée.

figures 4.4 et 4.5. Le stockage d'eau précipitable diminue ensuite rapidement après le déclenchement des pluies intenses.

4.3.5 Conclusion

L'étude des différents termes des bilans en eau nous a permis de retrouver avec une approche différente une bonne partie des résultats de l'analyse lagrangienne du chapitre précédent. La chronologie et l'orientation géographique du transport d'humidité pour l'alimentation des systèmes fortement précipitants ont ainsi été validées. Il a également été confirmé que la contribution de l'évaporation de la Méditerranée à l'alimentation des précipitations était plus faible et légèrement minoritaire lorsque des conditions cycloniques persistent dans les jours précédant un épisode. Enfin, l'étude du terme de stockage d'eau précipitable a montré une augmentation faible sur l'Ouest du bassin méditerranéen 1 à 2 jours avant chaque épisode, et une hausse plus sensible sur le Golfe du Lion dans les dernières 24 h avant l'épisode. Cette hausse plus notable est cohérente avec l'intensification des flux d'humidité de basses couches en entrée de la zone.

Chapitre 5

Conclusions

Dans cette première partie de la thèse, on s'est intéressé à l'approvisionnement en humidité des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne. On a cherché à identifier les sources d'humidité alimentant ces épisodes, à quantifier leur importance relative et à caractériser les trajectoires du transport de l'humidité jusqu'aux côtes méditerranéennes. Pour cela, l'ensemble des 10 épisodes qui ont eu lieu sur le Sud-Est de la France lors des automnes 2008 et 2009 a été simulé avec le modèle de recherche non-hydrostatique Méso-NH sur divers domaines à différentes résolutions horizontales (de 2.5 km à 40 km). Le transport et l'apport d'humidité aux épisodes simulés a été systématiquement analysé selon une double approche combinant analyse lagrangienne et bilans en eau.

En premier lieu, une analyse lagrangienne multi-échelle du flux d'humidité alimentant chaque épisode a été réalisée. L'analyse de la simulation à fine échelle (2.5 km de résolution horizontale) a dans un premier temps permis d'identifier et de caractériser l'alimentation en humidité à court terme (6 h à 12 h). L'origine plus lointaine de cette humidité ainsi que les trajectoires de son transport sur les 4 jours précédant chaque épisode ont ensuite été étudiées par l'analyse lagrangienne des simulations à plus grande échelle (10 km et 40 km de résolution horizontale).

Ces analyses ont été répétées à différents moments de chaque épisode de manière à étudier l'alimentation en humidité pour différentes phases des systèmes précipitants. Elles ont également été confrontées et complétées par l'étude plus continue dans le temps et intégrée spatialement, de bilans en eau sur l'Ouest de la Méditerranée.

Pour tous les cas étudiés, les caractéristiques du flux d'alimentation sont restées à peu près inchangées tout au long de l'épisode, même lorsque celui-ci était concerné par le passage d'un front. L'origine de l'humidité participant à l'alimentation des systèmes précipitants ainsi que les trajectoires de son advection évoluent peu tout au long d'un épisode. Tout au plus, les contributions respectives des différentes sources peuvent varier légèrement ou une nouvelle source peut apporter sa contribution en cours d'épisode.

L'analyse lagrangienne du flux d'alimentation en humidité à court terme nous a permis de retrouver que les systèmes fortement précipitants étaient alimentés par un flux de basses couches plus ou moins convergent provenant de la Méditerranée. Ce flux d'alimentation est orienté de sud-sud-ouest à est selon la localisation géographique des systèmes et sa trajectoire est souvent affectée par un effet de contournement à l'approche des reliefs. La figure 5.1 synthétise bien ces résultats. Elle regroupe selon la localisation géographique

des précipitations, l'ensemble des rétro-trajectoires à fine échelle des flux d'alimentation des 10 épisodes des pluies intenses étudiés.

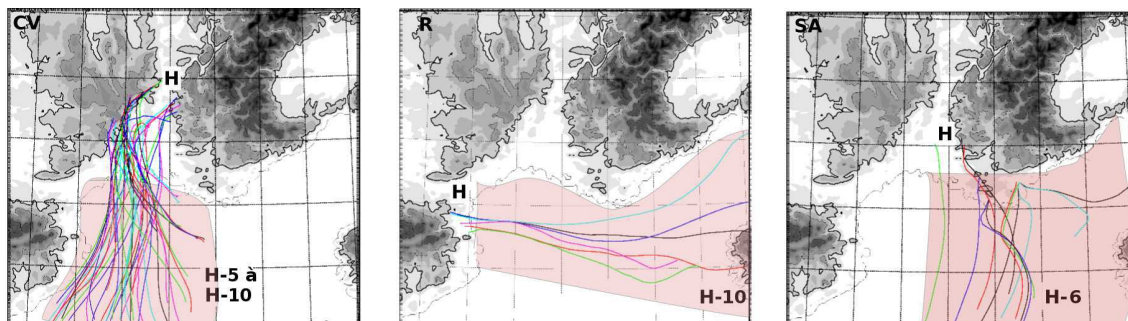


FIG. 5.1 – Composite par localisation géographique (CV à gauche, R au milieu et SA à droite) des rétro-trajectoires à fine échelle de l'alimentation des 10 épisodes de pluies intenses étudiés.

Le flux d'alimentation en humidité met 5 h à 10 h pour traverser le Golfe du Lion. Son étendue verticale au-dessus de la Méditerranée s'est révélée différente selon le type de phénomène météorologique à l'origine des pluies intenses. L'épisode associé à des systèmes précipitants de grande-échelle noyés dans une masse d'air humide dynamique est alimenté par la moitié basse de cette masse d'air perturbée (les 3000 premiers mètres au-dessus de la surface). Pour les épisodes associés à des MCS quasi-stationnaires, l'alimentation en humidité s'est avérée provenir de la couche limite conditionnellement instable humidifiée par la Méditerranée selon un flux confiné en très basses couches (à une altitude inférieure à 1000 m).

L'analyse lagrangienne du flux d'alimentation à plus long terme ainsi que l'étude des bilans en eau ont ensuite permis d'étudier l'origine plus lointaine de l'humidité ainsi que les caractéristiques de son transport. L'ensemble des résultats peut être récapitulé par les schémas conceptuels présentés figure 5.2.

Cette étude a ainsi montré que l'humidité alimentant les systèmes fortement précipitants était essentiellement fournie d'une part par l'évaporation de la Méditerranée en moyenne dans les deux derniers jours avant l'épisode, et d'autre part par l'advection sur plus de 3-4 jours d'humidité provenant de sources extérieures lointaines. Les principales sources extérieures mises en évidence par l'analyse lagrangienne sont l'océan Atlantique et l'Afrique tropicale. L'océan Atlantique est la source extérieure la plus fréquente. Il apporte de l'humidité provenant soit de l'advection de masses d'air tropicales, soit de sa propre évaporation extratropicale. L'apport de cette source extérieure est toutefois généralement faible (environ 4 g/kg). L'Afrique tropicale est une source d'humidité extérieure moins fréquente (3 cas sur 10), mais son apport est plus sensible (entre 4 g/kg et 6 g/kg).

Les trajectoires de transport de l'humidité depuis ces sources extérieures sont très variables d'un cas à l'autre. Elles demeurent cependant toutes dans la moitié basse de la troposphère (généralement à une altitude inférieure à 3000 m ASL) pendant les 4 jours précédant l'épisode et descendent davantage en basses couches en arrivant sur la Méditerranée par effet de Foehn, selon un courant subsident sous le vent du relief ou selon une subsidence de grande échelle. Les trajectoires suivent ensuite préférentiellement deux

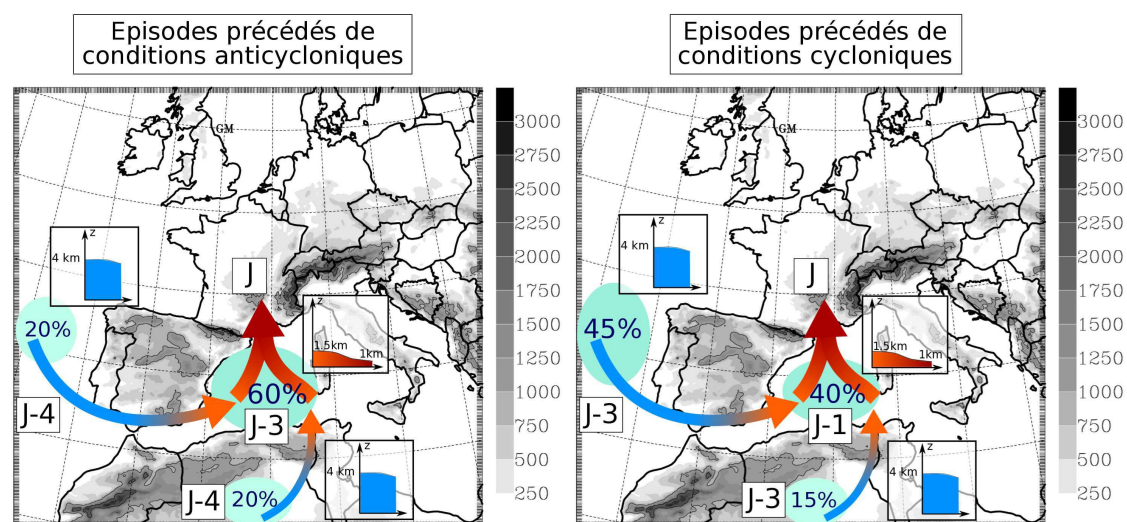


FIG. 5.2 – Schémas conceptuels de l'alimentation en humidité des systèmes méditerranéens fortement précipitants sur le Sud-Est de la France pour les épisodes précédés de conditions anticycloniques (à gauche) ou cycloniques (à droite).

branches sur la Méditerranée au large des côtes espagnoles ou le long de la Sardaigne et de la Corse. Le long de ce trajet au-dessus de la Méditerranée, la masse d'air se charge essentiellement dans sa couche limite de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de la mer.

Ces transports d'humidité sur l'Ouest de la Méditerranée s'accompagnent d'une faible augmentation du stockage d'eau précipitable (augmentation de 0.75 kg/m^2 à 1.5 kg/m^2) 1 à 2 jours avant chaque épisode. Cette augmentation est plus sensible sur le Golfe du Lion, dans les dernières 24 h avant l'épisode (de 4 kg/m^2 à 8 kg/m^2), en réponse à l'intensification du flux d'humidité de basses couches entrant sur cette région.

Les contributions respectives des différentes sources varient d'un épisode à l'autre. Il apparaît cependant que l'apport de la Méditerranée est prépondérant (entre 6.5 g/kg et 10 g/kg sur 10 g/kg à 15 g/kg) lorsque des conditions anticycloniques prédominent sur le bassin ouest-méditerranéen dans les jours qui précèdent l'épisode. Cependant, lorsque des sources extérieures apportent une quantité importante d'humidité, la contribution de la Méditerranée se trouve restreinte par une saturation rapide de la masse d'air au-dessus de la mer. Dans le cas de conditions synoptiques cycloniques sur l'Ouest du bassin méditerranéen dans les jours qui précèdent l'épisode, la contribution de la Méditerranée est systématiquement plus faible ($<45\%$), en lien avec un temps de résidence réduit du flux d'alimentation au-dessus de la mer. Les sources extérieures prennent alors toute leur importance et leur contribution fait part égale avec celle de la Méditerranée.

Deuxième partie

Vers de meilleures analyses à mésoéchelle sur la Méditerranée

Chapitre 6

Le sondage satellitaire infrarouge

Sommaire

6.1	Les satellites météorologiques défilants	87
6.2	Les sondeurs infrarouges	90
6.2.1	L'instrument AIRS	90
6.2.2	L'instrument IASI	92
6.3	Géométrie des mesures par sondage satellitaire	93
6.4	Interprétation des mesures de sondage satellitaire	95
6.4.1	La transmission du rayonnement dans l'atmosphère terrestre	95
6.4.2	L'équation du transfert radiatif	97
6.5	Conclusion	98

6.1 Les satellites météorologiques défilants

La plupart des sondages satellitaires sont réalisés à partir de satellites météorologiques en orbite basse (< 1000 km d'altitude) de manière à bénéficier d'une plus grande précision de mesure. Ces satellites, appelés «satellites défilants», évoluent sur une orbite héliosynchrone : ils observent chaque point de la surface terrestre avec un éclairage solaire constant. Leur appellation souligne une différence fondamentale avec l'autre grande classe de satellites météorologiques, les satellites géostationnaires. En effet, elle indique que ces satellites ont une trace au sol qui se déplace.

Afin de pouvoir effectuer des mesures à résolution constante tout au long de leur trajectoire, ces satellites suivent généralement une orbite quasi-circulaire (excentricité très faible, de l'ordre de 10^{-3}). La condition d'héliosynchronisme est alors obtenue en définissant certains autres paramètres de l'orbite (inclinaison, altitude ou période) de manière à assurer un angle constant entre le plan d'orbite du satellite et la direction du soleil comme sur la figure 6.1. Une inclinaison proche de 98° à 100° combinée à une altitude particulière entre 600 km et 1000 km permet ainsi d'obtenir l'orbite souhaitée. Avec une telle orbite, le satellite franchit toujours une latitude donnée dans un sens donné à la même heure solaire locale. On peut ainsi caractériser la position de l'orbite héliosynchrone par l'heure de

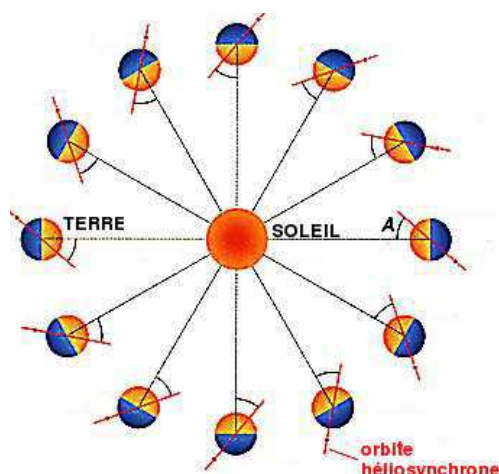


FIG. 6.1 – Représentation schématique d'une orbite héliosynchrone. D'après un schéma de F. Verger, dans l'atlas de géographie de l'espace.

passage au noeud ascendant ou descendant (point de l'orbite qui croise l'équateur lorsque le satellite monte vers le pôle Nord ou descend vers le pôle Sud).

Une telle orbite présente plusieurs autres avantages. En particulier, avec une trajectoire qui suit le déplacement apparent du soleil et une inclinaison proche de 90° , cette orbite quasi-polaire permet de couvrir une très large partie du globe et notamment les pôles que les satellites géostationnaires ne voient pas. Hormis près de l'équateur où la distance entre deux passages successifs du satellite est trop grande pour que les mesures se chevauchent, chaque point de la surface terrestre est vu au moins deux fois par jour par un satellite défilant, une fois lors d'un passage ascendant et une fois lors d'un passage descendant (cf. figure 6.2). Par ailleurs, l'altitude basse de ces satellites rend leur lancement moins coûteux.

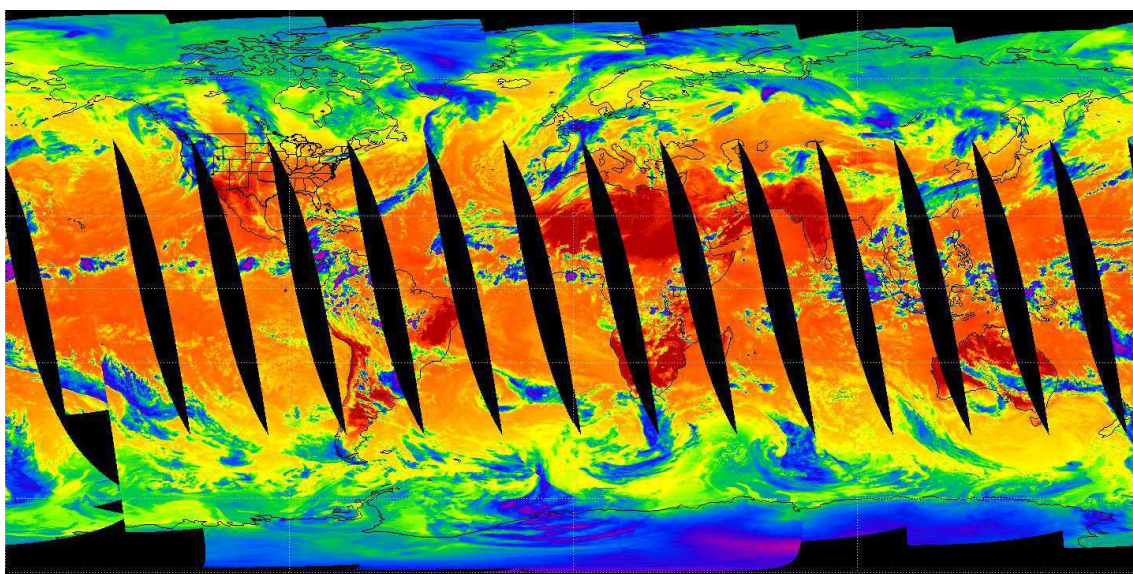


FIG. 6.2 – Couverture spatiale de l'instrument AIRS lors de ses passages ascendants du 01 nov. 2008. Source : NASA.

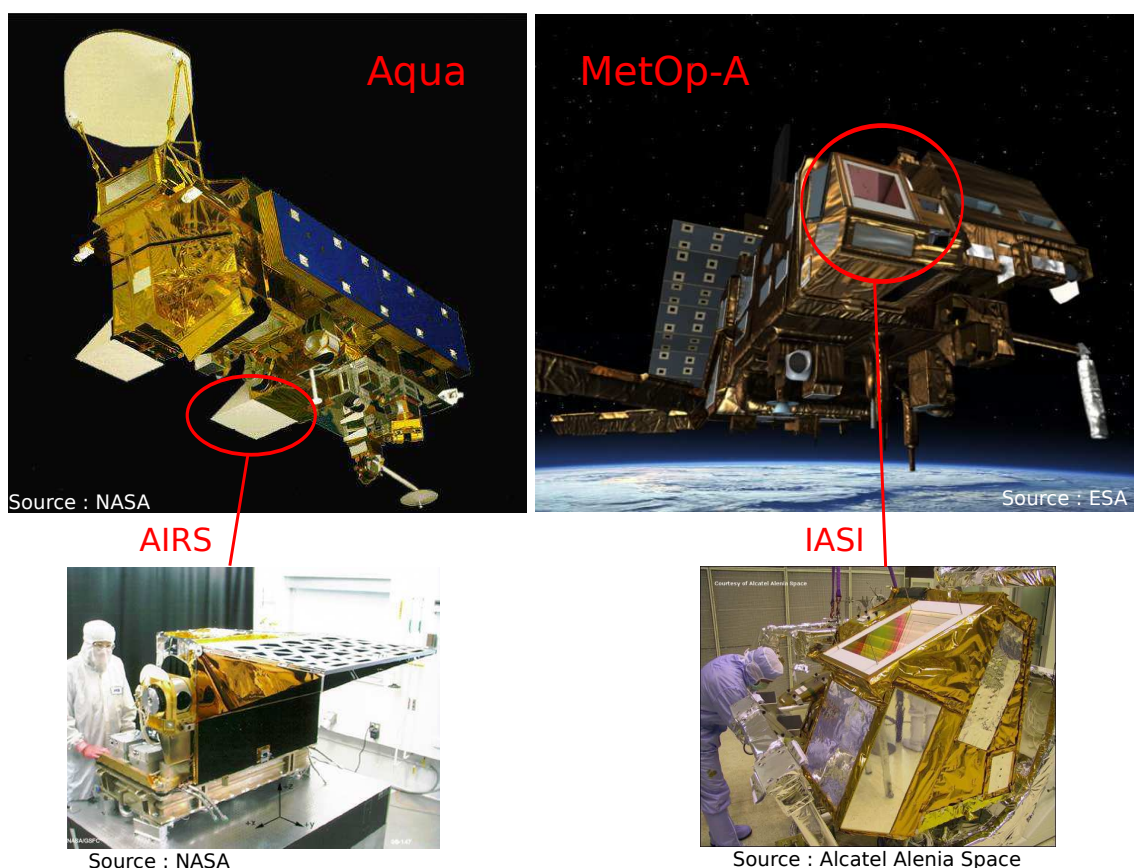


FIG. 6.3 – AIRS et IASI à bord des satellites Aqua et MetOp-A.

Dans les années 2000, deux satellites défilants héliosynchrones ont été lancés avec à leur bord des sondeurs infrarouges plus performants que leurs prédécesseurs. Le satellite américain Aqua (<http://aqua.nasa.gov/index.php>) en mai 2002, et le satellite européen MetOp-A (<http://www.eumetsat.int/Home/Main/Satellites/Metop/index.htm?l=en>) en octobre 2006, ont embarqué dans l'espace deux sondeurs hyperspectraux, respectivement AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) développé par la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) développé par le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) (cf. figure 6.3). Les caractéristiques des orbites de ces deux satellites sont récapitulées dans le tableau 6.1.

TAB. 6.1 – Caractéristiques des orbites des satellites Aqua et MetOp.

Paramètres orbitaux	Satellite Aqua	Satellite MetOp-A
Inclinaison	98.2°	98.7°
Altitude	705.3 km	820 km
Période	98.8 min	101.3 min
Excentricité	0.0015	0.0012
Heure de passage	13h30 au	9h30 au
	noeud ascendant	noeud descendant

6.2 Les sondeurs infrarouges

Les sondeurs infrarouges sont des radiomètres passifs qui mesurent le spectre électromagnétique du rayonnement sortant de l'atmosphère dans la bande infrarouge. Ils déterminent la puissance du rayonnement dans plusieurs canaux de fréquences. Un canal est une plage de longueurs d'onde plus ou moins étendue dont la largeur ($\Delta\lambda$ ou Δn) détermine la résolution spectrale des mesures. Plus cette résolution est fine, plus l'instrument mesure l'intensité du rayonnement à des longueurs d'onde précises. Chaque canal est identifié par la valeur de la longueur d'onde λ ou du nombre d'onde n (inverse de la longueur d'onde) du centre de la plage.

Pour une manipulation plus aisée, la puissance du rayonnement (ou encore radiance ou luminance) mesurée par les sondeurs dans un canal donné, L_λ , est généralement convertie en «température de brillance» T_b en inversant la loi de Planck $B_\lambda(T)$ qui exprime la radiance émise par un corps noir à la température T :

$$L_\lambda = B_\lambda(T_b) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k\lambda T_b} - 1)} \Rightarrow T_b = \frac{hc}{k\lambda} \ln\left(1 + \frac{2hc^2}{\lambda^5 L_\lambda}\right) \quad (6.1)$$

où h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, k la constante de Boltzmann et λ la longueur d'onde centrale du canal.

Les premiers sondeurs infrarouges, comme HIRS (High-resolution Infra-Red Sounder), ne mesuraient l'intensité du rayonnement que dans une vingtaine de canaux. Avec l'arrivée dans les années 2000 des sondeurs infrarouges hyperspectraux AIRS (Aumann *et al.*, 2003; Pagano *et al.*, 2002) puis IASI (Cayla, 2001; Chalon *et al.*, 2001), les sondages infrarouges ont vu leur qualité s'améliorer considérablement grâce à une augmentation remarquable de la résolution spectrale et du nombre de canaux disponibles.

6.2.1 L'instrument AIRS

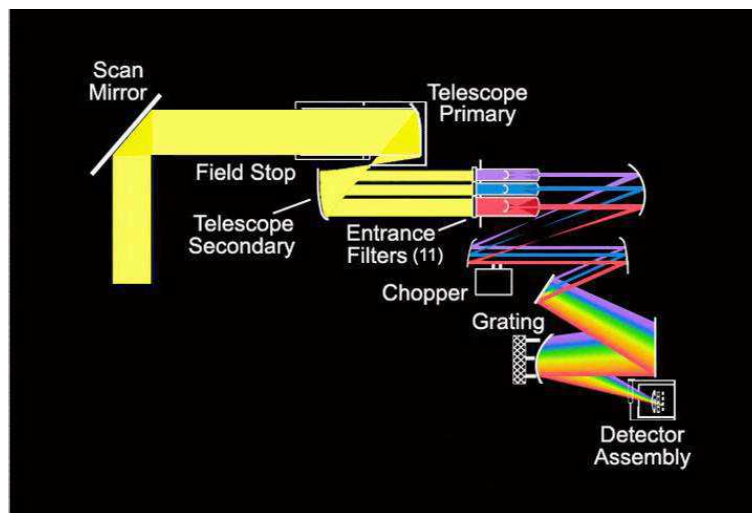


FIG. 6.4 – Principe de mesure de AIRS. Source : NASA - JPL.

AIRS (Aumann *et al.*, 2003; Pagano *et al.*, 2002) est un spectromètre à réseau. Son fonctionnement est illustré sur la figure 6.4. L'instrument dirige le rayonnement incident

vers un réseau de diffraction. La figure de diffraction obtenue forme des franges brillantes plus ou moins décalées selon la longueur d'onde du rayonnement qui les compose. Différents détecteurs mesurent chacun l'intensité lumineuse d'une de ces franges brillantes décalées. On obtient ainsi la puissance du rayonnement à différentes longueurs d'onde.

L'instrument permet ainsi de mesurer le spectre électromagnétique dans 2378 canaux de résolution spectrale $\Delta\lambda = \lambda/1200$ couvrant trois bandes spectrales de $3.74\ \mu\text{m}$ à $4.61\ \mu\text{m}$, de $6.20\ \mu\text{m}$ à $8.22\ \mu\text{m}$ et de $8.80\ \mu\text{m}$ à $15.40\ \mu\text{m}$. La première et la dernière bandes mesurées par AIRS se situent dans deux bandes spectrales d'absorption du CO_2 , sensibles à la température (appelées de ce fait, respectivement bandes TSW pour Temperature Short Wave et TLW pour Temperature Long Wave). La seconde bande se situe quant à elle, dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau, sensible à l'humidité (bande WV pour Water Vapor). Les bandes spectrales mesurées par AIRS sont ainsi particulièrement adaptées à la mesure des profils de température et d'humidité.

Le bruit instrumental des radiomètres s'exprime plus aisément en termes de différence de température équivalente au bruit ou NEdT (Noise Equivalent differential Temperature). Le bruit instrumental sur la radiance mesurée (NEN) est transformé en NEdT à la température de référence T_{ref} selon la formule : $\text{NEN} = \text{NEdT} \times (\partial B(T)/\partial T)_{T_{ref}}$, où $B(T)$ est la loi de Planck (cf. équation 6.1). Les valeurs de NEdT à 250 K de l'ensemble des canaux AIRS sont présentées dans la figure 6.5. On note qu'elles varient de 0.1 K à 0.7 K avec cependant une majorité de canaux à environ 0.15 K.

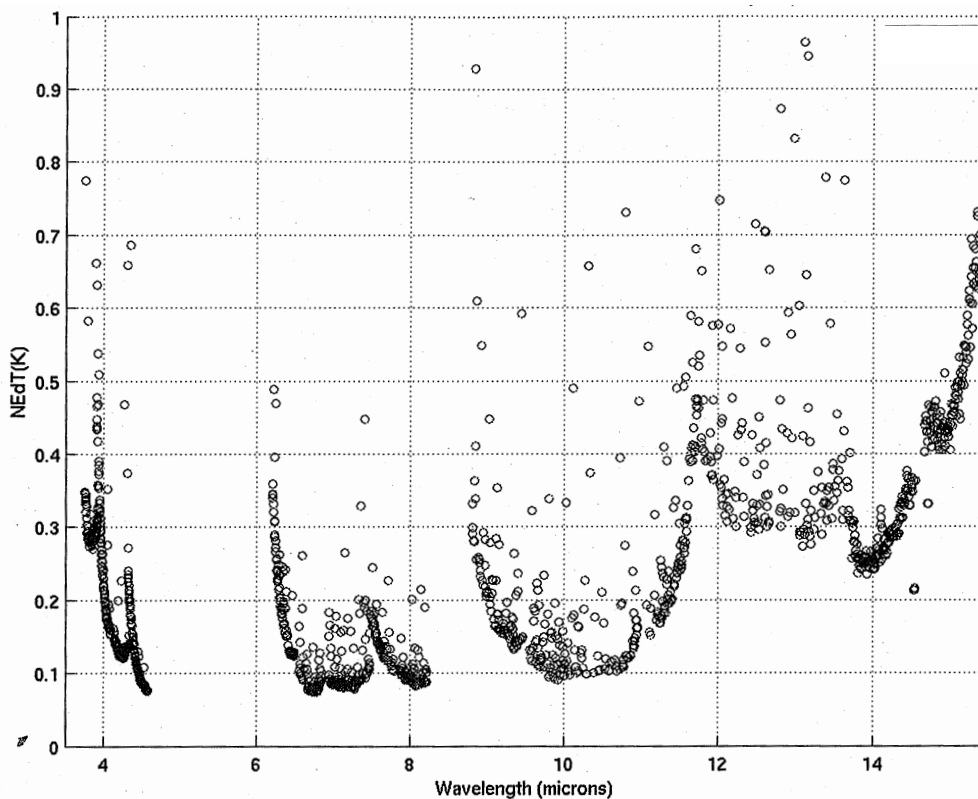


FIG. 6.5 – Bruit instrumental de AIRS en termes de NEdT à 250 K en fonction de la longueur d'onde. Source : Pagano *et al.* (2003).

6.2.2 L'instrument IASI

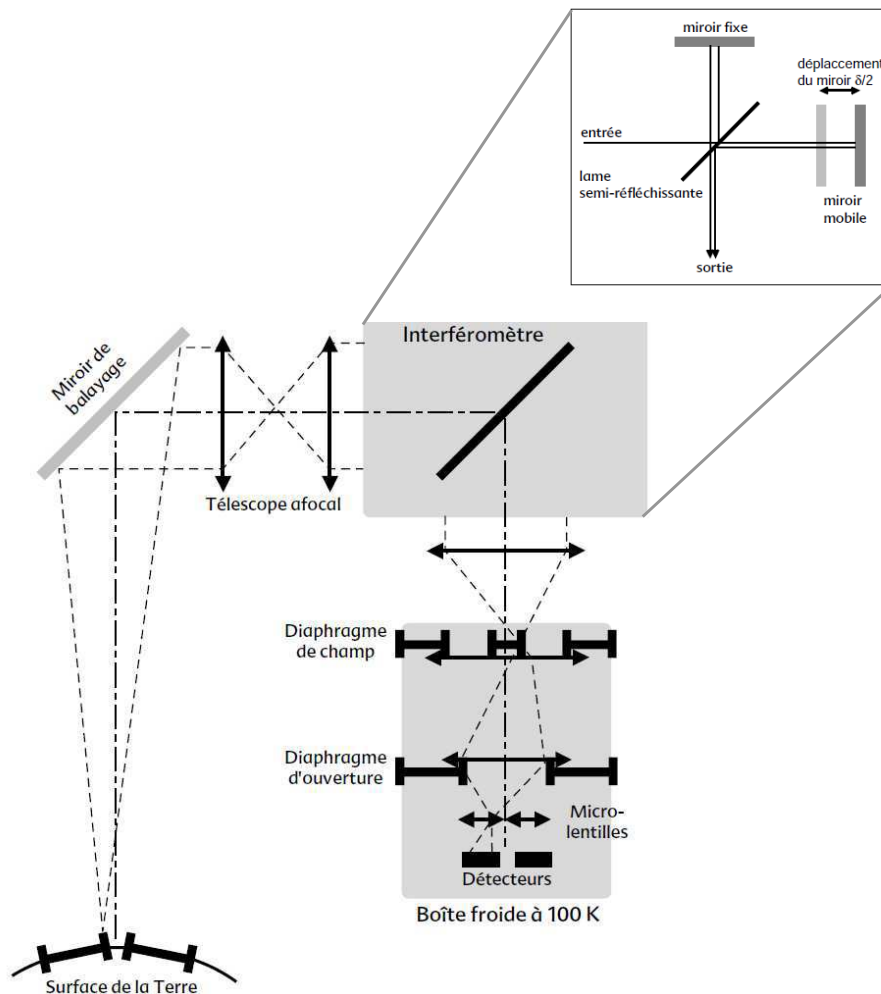


FIG. 6.6 – Principe de mesure de IASI. Source : Cayla (2001).

IASI (Cayla, 2001; Chalon *et al.*, 2001) est un interféromètre de Michelson. Son fonctionnement est illustré sur la figure 6.6. Le spectre du rayonnement sortant de l'atmosphère est obtenu en calculant la transformée de Fourier inverse de l'interférogramme fourni par l'instrument.

La conception de l'instrument permet de mesurer l'ensemble de la portion du spectre électromagnétique allant de 645 cm^{-1} à 2760 cm^{-1} (soit de $3.62 \mu\text{m}$ à $15.5 \mu\text{m}$) à travers 8461 canaux de résolution spectrale constante $\Delta n = 0.25 \text{ cm}^{-1}$. Cette portion du spectre se divise selon les trois bandes spectrales citées précédemment :

- de 645 cm^{-1} à 1210 cm^{-1} (soit de $8.25 \mu\text{m}$ à $15.5 \mu\text{m}$) : bande TLW
- de 1210 cm^{-1} à 2000 cm^{-1} (soit de $5 \mu\text{m}$ à $8.25 \mu\text{m}$) : bande WV
- de 2000 cm^{-1} à 2760 cm^{-1} (soit de $3.62 \mu\text{m}$ à $5 \mu\text{m}$) : bande TSW

Le bruit instrumental NEdT à 280 K est compris entre 0.10 K et 0.40 K pour la plupart des canaux IASI comme le montre la figure 6.7. La bande TSW est cependant plus bruitée avec un NEdT à 280 K allant de 0.2 K à 1 K.

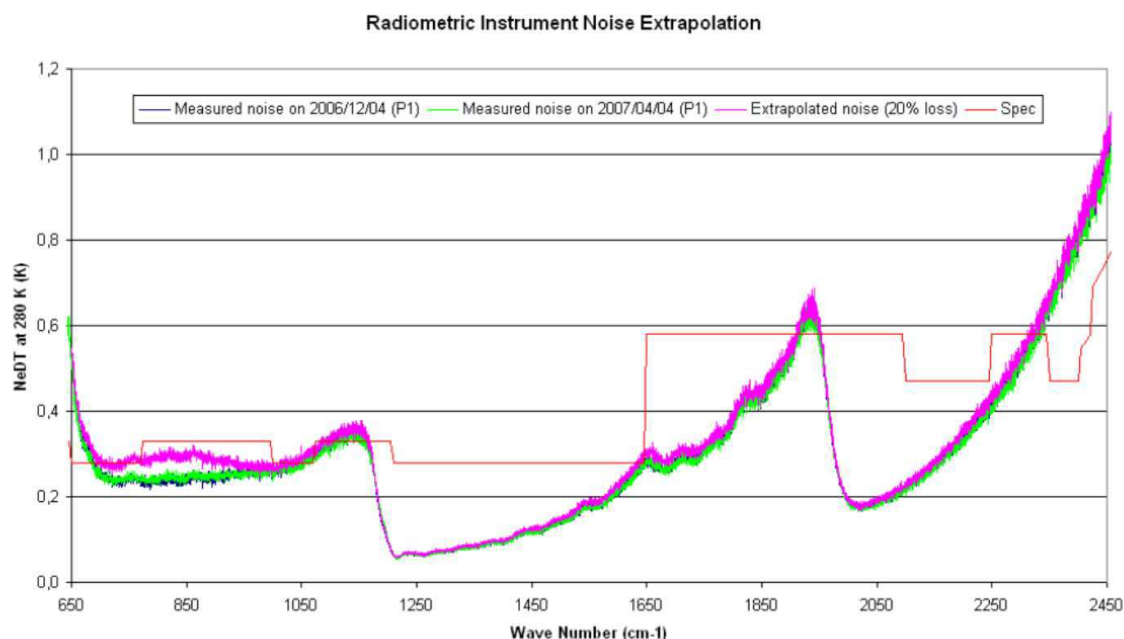


FIG. 6.7 – Bruit instrumental de IASI en termes de NEΔT à 280 K en fonction du nombre d'onde. Source : CNES.

6.3 Géométrie des mesures par sondage satellitaire

IASI et AIRS sondent l'atmosphère au nadir : ils mesurent le spectre du rayonnement sortant de l'atmosphère dans un plan perpendiculaire à la trace du satellite, comme indiqué sur les figures 6.8 et 6.9. Le rayonnement mesuré par les sondeurs provient d'une portion conique de l'atmosphère correspondant au champ de vue angulaire des instruments, encore appelé IFOV (Instantaneous Field Of View). Les deux instruments balayent l'atmosphère perpendiculairement à la trace des satellites formant des lignes de mesure appelées «fauchées». Pour cela, ils observent successivement différentes portions de l'atmosphère selon des angles de visée variables allant jusqu'à $\pm 48.95^\circ$ et $\pm 48.33^\circ$ autour du nadir (la verticale du satellite) pour AIRS et IASI respectivement. Lorsque l'angle de visée augmente, la taille de la portion d'atmosphère observée s'agrandit et la résolution spatiale des mesures diminue. La trace au sol de l'IFOV passe d'un cercle au nadir à une plus longue ellipse en extrémité de fauchée.

Le tableau 6.2 précise ces caractéristiques géométriques pour chacun des deux instruments.

Pour AIRS, l'IFOV est de 1.1° . Sa fauchée de 1800 km est couverte par 90 visées successives réalisées par pas de 1.1° . Les mesures au nadir couvrent au sol un cercle d'environ 13.5 km de diamètre tandis que les mesures en extrémité de fauchée sont elliptiques de demi-axes 40.6 km \times 22 km. La durée entre le scan de deux lignes consécutives est de 2.67 s, d'où, au nadir un défaut de couverture de l'ordre de 25 %.

Pour IASI, l'IFOV est de 0.8225° . IASI dispose de 4 capteurs indépendants permettant, à chaque visée, l'acquisition d'une matrice de 2×2 mesures placées sur un carré de 1.24° de côté (cf. figure 6.10). Ses mesures couvrent ainsi une fauchée de 2400 km

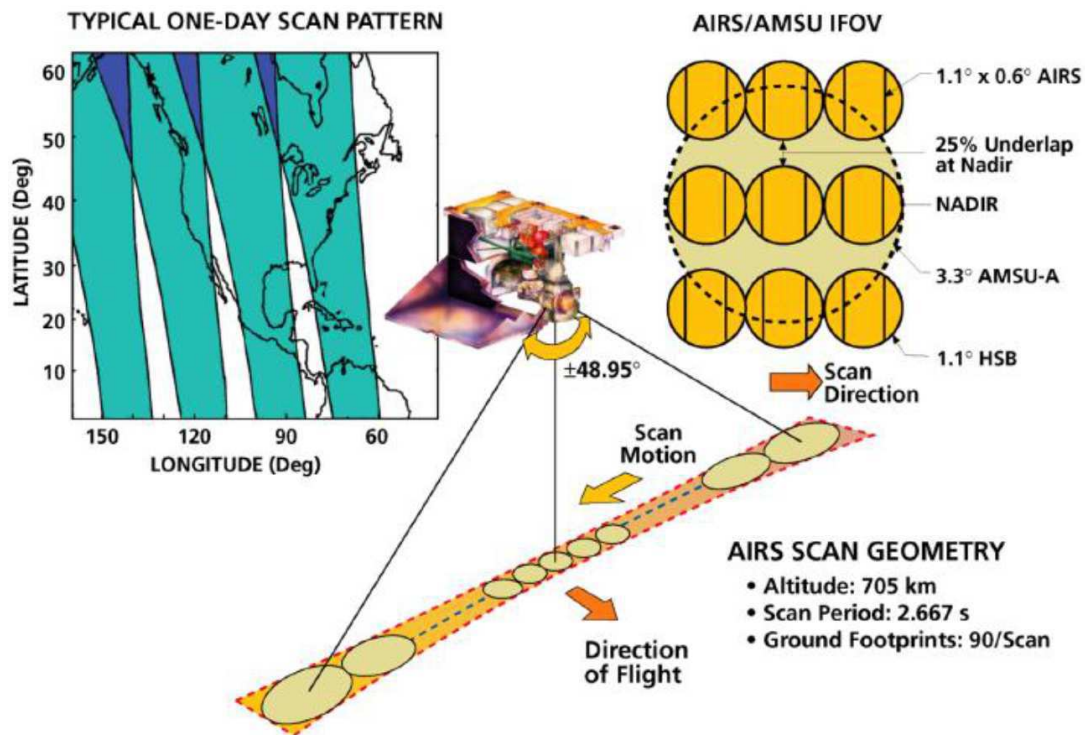


FIG. 6.8 – Géométrie de la mesure AIRS. Source : NASA - JPL.

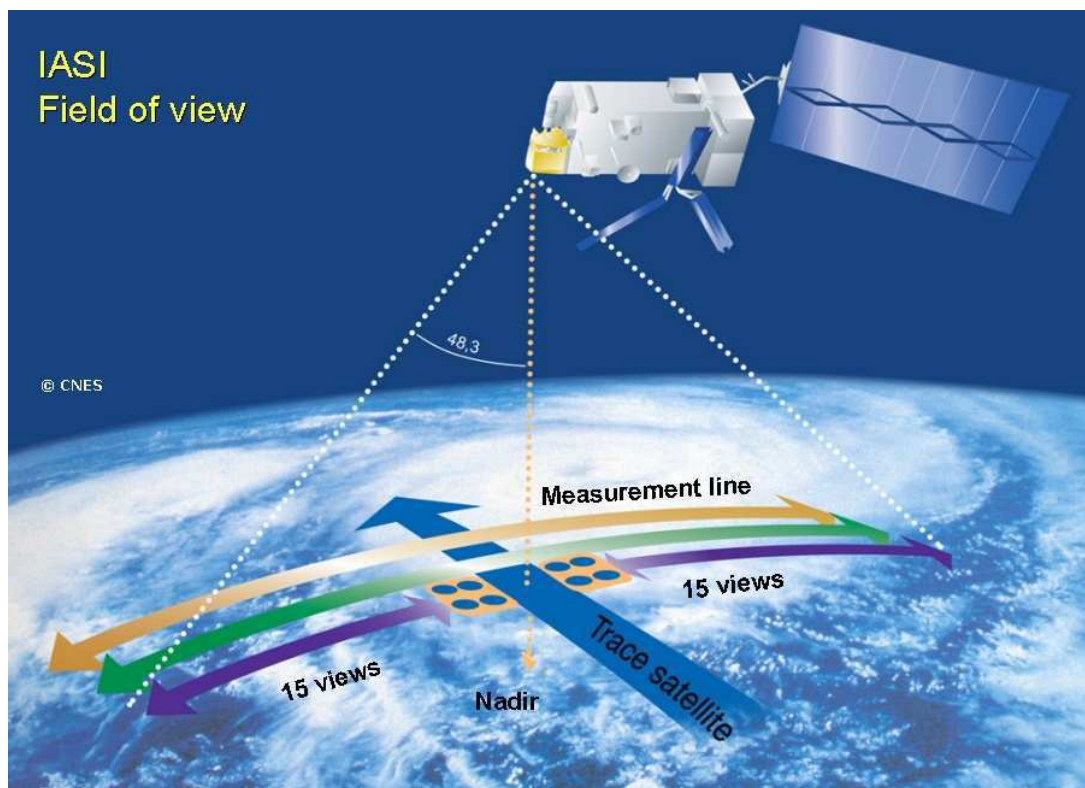


FIG. 6.9 – Géométrie de la mesure IASI. Source : CNES.

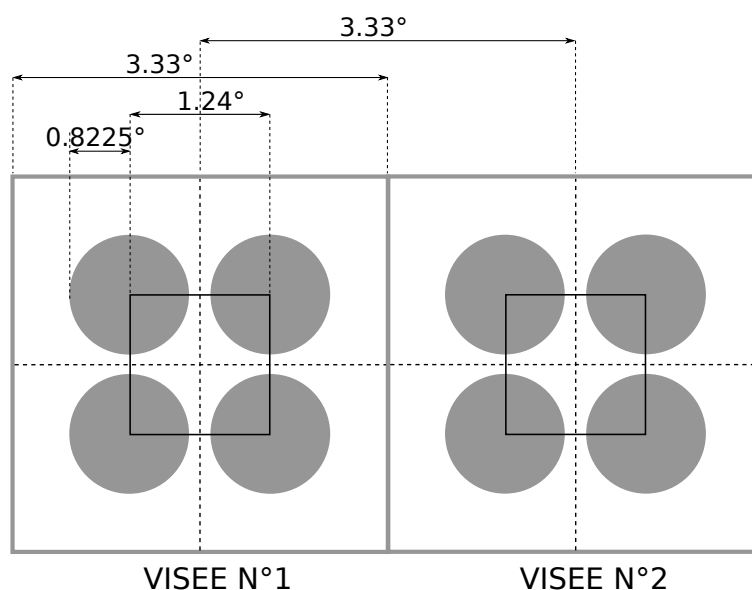


FIG. 6.10 – Géométrie de la visée IASI. Les disques gris représentent les champs de vue des quatres capteurs.

TAB. 6.2 – Caractéristiques géométriques des instruments AIRS et IASI.

Paramètres géométriques	AIRS	IASI
IFOV	1.1°	0.8225°
Angle de visée maximal	48.95°	48.33°
Fauchée	1800 km	2400 km
Résolution au nadir	13.5 km	12 km
Résolution en extrémité de fauchée	22 km × 40.6 km	20 km × 38 km

en 30 visées successives réalisées par pas de 3.33°. Les mesures au nadir couvrent une trace au sol circulaire d'environ 12 km de diamètre tandis que les mesures en extrémité de fauchée sont elliptiques de demi-axes 38 km × 20 km. La durée entre le scan de deux lignes consécutives est d'environ 8 s.

6.4 Interprétation des mesures de sondage satellitaire

6.4.1 La transmission du rayonnement dans l'atmosphère terrestre

Le système Terre-atmosphère reçoit en permanence le rayonnement solaire direct. L'atmosphère et la surface terrestre renvoient une partie de ce rayonnement vers l'espace et en absorbent le reste. Elles restituent alors l'énergie ainsi absorbée sous forme d'émission de rayonnement infrarouge.

L'équilibre radiatif du système Terre-atmosphère induit ainsi un rayonnement vers l'espace composé :

- de la réflexion-diffusion du rayonnement solaire par l'air atmosphérique (nuages, aérosols et gaz atmosphériques),

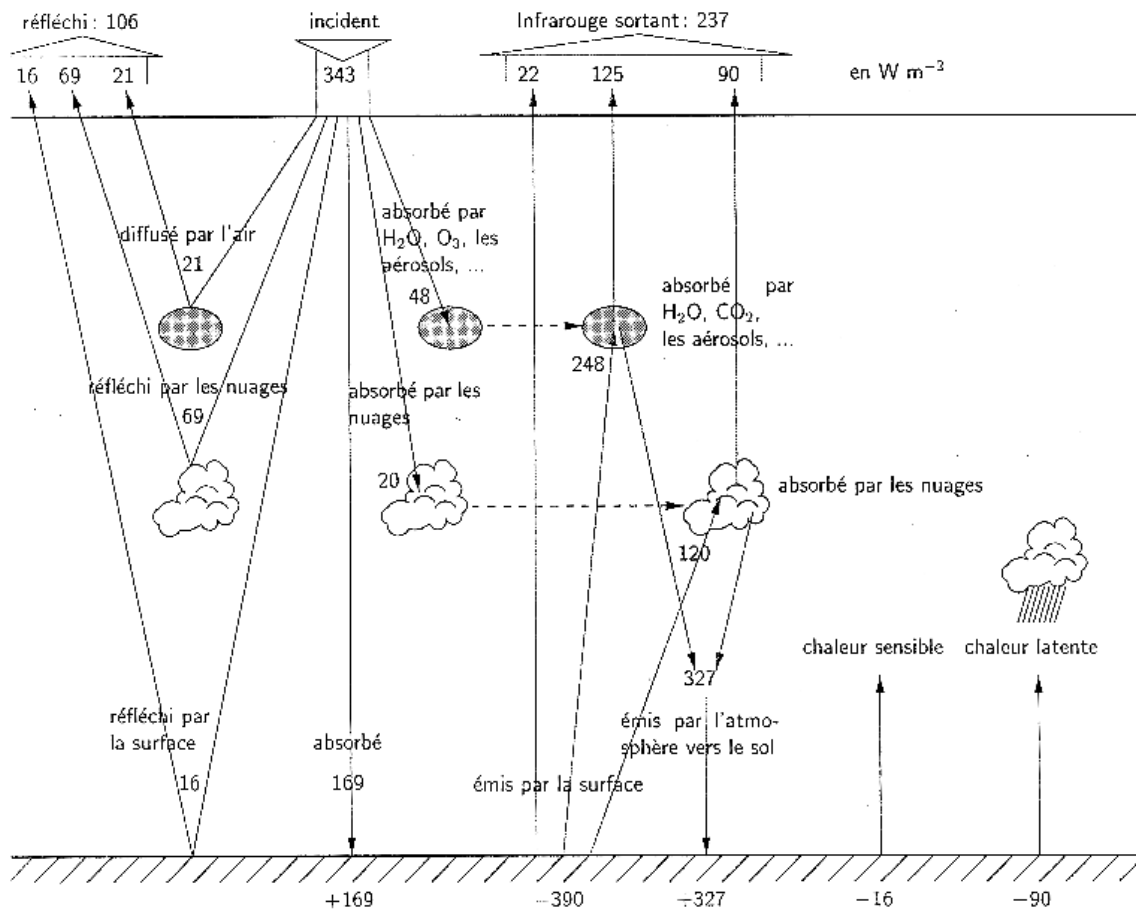


FIG. 6.11 – Bilan radiatif annuel moyen du système Terre-atmosphère. Source : Jacques Lefrère - cours de rayonnement de l'université Paris VI.

- de la réflexion du rayonnement solaire par la surface terrestre,
- du rayonnement infrarouge émis par la surface atténué par l'absorption et la diffusion dans l'atmosphère,
- du rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère.

Dans le domaine infrarouge thermique ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) et en l'absence de nuages, la réflexion et la diffusion du rayonnement par l'air atmosphérique est négligeable. L'absorption par l'atmosphère du rayonnement dans ces grandes longueurs d'onde est par contre importante. La composante infrarouge du rayonnement solaire qui atteint la surface et s'y reflète est donc également négligeable. Aussi, les sondeurs infrarouges mesurent le spectre du rayonnement provenant essentiellement des deux derniers points énumérés ci-dessus et appelé rayonnement tellurique. L'absorption atmosphérique étant importante, ce rayonnement infrarouge tellurique est atténué par la traversée de l'atmosphère avant d'atteindre les instruments. On appelle «transmittance» la proportion du rayonnement qui n'est pas absorbé et traverse la couche atmosphérique.

L'absorption atmosphérique résulte de l'interaction des divers gaz (vapeur d'eau, ozone, dioxyde de carbone, ...), particules nuageuses et aérosols de l'atmosphère avec le rayonnement électromagnétique. Les molécules atmosphériques peuvent absorber l'énergie électromagnétique portée par le rayonnement en passant à un niveau d'énergie interne

supérieur. Les niveaux d'énergie des molécules étant discrets et l'énergie fonction uniquement de la longueur d'onde λ ($E = hc/\lambda$ avec h la constante de Planck et c la vitesse de la lumière), les molécules filtrent le rayonnement en absorbant celui-ci uniquement aux longueurs d'onde spécifiques qui leur permettent d'accéder à un niveau d'énergie supérieur. Les niveaux d'énergie sont différents pour chaque composant atmosphérique et varient avec la température. Les profils verticaux d'absorption dans chaque longueur d'onde dépendent donc d'une part de la distribution verticale des concentrations des divers composants atmosphériques et d'autre part du profil vertical de température. Ils permettent de déterminer la transmittance vers l'espace $\tau_\lambda(z)$ depuis chaque niveau de l'atmosphère.

6.4.2 L'équation du transfert radiatif

Afin de pouvoir expliciter le rayonnement reçu par les sondeurs infrarouges, on considère que l'atmosphère et la surface terrestre émettent chacun comme un corps noir. Un corps noir est un corps idéal qui absorbe la totalité du rayonnement qu'il reçoit, sans en réfléchir ni en transmettre, et ré-émet la totalité de l'énergie reçue. La distribution spectrale du rayonnement émis par un corps noir ne dépend que de la température. La puissance rayonnée dans la longueur d'onde λ à la température T (en K) est donnée par loi de Planck :

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5(e^{hc/k\lambda T} - 1)} \quad (6.2)$$

où h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière et k la constante de Boltzmann. Le modèle du corps noir ne correspond pas au comportement radiatif réel de l'atmosphère et de la surface terrestre mais il fournit une description approchée intéressante de leur caractère émissif à un facteur multiplicatif près, appelé «émissivité» et noté ε_λ .

Dans le cadre de ce modèle, l'équation suivante, dite «équation du transfert radiatif», permet d'écrire que le rayonnement reçu dans la longueur d'onde λ par les sondeurs infrarouges au sommet de l'atmosphère est la somme du rayonnement émis par la surface terrestre et par chaque couche de l'atmosphère ($\varepsilon_\lambda B_\lambda$), et atténué par l'absorption atmosphérique (τ_λ) :

$$L_\lambda = \varepsilon_\lambda(\text{surf})B_\lambda(T_s)\tau_\lambda(\text{surf}) + \int_0^\infty \varepsilon_\lambda(z)B_\lambda(T(z))\tau_\lambda(z)dz + \gamma$$

ou encore

$$L_\lambda = \varepsilon_\lambda(\text{surf})B_\lambda(T_s)\tau_\lambda(\text{surf}) + \int_0^\infty B_\lambda(T(z))\frac{\partial\tau_\lambda(z)}{\partial z}dz + \gamma \quad (6.3)$$

avec L_λ la radiance ou puissance du rayonnement sortant de l'atmosphère dans la longueur d'onde λ , $\varepsilon_\lambda(\text{surf})$ l'émissivité de surface dans la longueur d'onde λ , ε_λ l'émissivité atmosphérique dans la longueur d'onde λ , $B_\lambda(T)$ la puissance rayonnée dans la longueur d'onde λ par un corps noir à la température T , T_s la température de surface et $\tau_\lambda(z)$ la transmittance vers l'espace dans la longueur d'onde λ depuis l'altitude z . Le terme γ correspond à la contribution des processus de réflexion-diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère et la surface terrestre. Comme indiqué précédemment, ce terme est négligeable dans le domaine infrarouge thermique et en l'absence de nuage.

Les sondeurs ne mesurent pas des radiances monochromatiques, mais la puissance du rayonnement dans un canal de fréquence de largeur $\Delta\lambda$ (cf. section 6.2). Aussi, la radiance observée dans un canal est obtenue en intégrant les contributions monochromatiques sur l'intervalle $\Delta\lambda$:

$$L = \frac{\int_{\Delta\lambda} L_{\lambda} f_{\lambda} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} f_{\lambda} d\lambda} \quad (6.4)$$

où f_{λ} est la fonction de réponse de l'instrument. Elle indique le poids de chaque contribution monochromatique à chaque canal.

Étant donné que la transmittance dépend de la distribution verticale des différents composants atmosphériques dont la vapeur d'eau, ainsi que du profil vertical de température, l'équation du transfert radiatif (6.3) relie de manière non-linéaire le rayonnement reçu par les sondeurs infrarouges à l'état de l'atmosphère. Le terme $\partial\tau_{\lambda}(z)/\partial z = \varepsilon_{\lambda}(z)\tau_{\lambda}(z)$ de l'équation pondère la contribution de chaque niveau de l'atmosphère au rayonnement total sortant vers l'espace. Cette pondération dépend de la combinaison du caractère émissif et de la transmittance vers l'espace de la couche atmosphérique considérée. Ce terme est appelé «fonction de poids». Il désigne par ses maxima, l'altitude de la (ou des) principale(s) couche(s) atmosphérique(s) à l'origine du rayonnement observé. La mesure du rayonnement permet ainsi de sonder ces couches d'origine et notamment leurs paramètres météorologiques tels que la température et l'humidité. La fonction de poids, et donc les couches atmosphériques sondées, varient avec la longueur d'onde du rayonnement observé.

Par ailleurs, la mesure du rayonnement dans certaines longueurs d'onde spécifiques permet d'obtenir préférentiellement des informations sur des paramètres particuliers de l'atmosphère. Par exemple, le rayonnement dans des longueurs d'onde du domaine d'absorption d'un gaz distribué à peu près uniformément dans l'atmosphère tel que le CO_2 , est essentiellement sensible au profil vertical de température et n'est que peu affecté par la distribution des autres paramètres. Une mesure dans ces longueurs d'onde dépend donc principalement de la température et permet de la renseigner. C'est par exemple le cas dans les bandes spectrales TLW et TSW mentionnées précédemment (cf. section 6.2). De la même manière, pour mesurer le profil vertical d'humidité, il faut plutôt s'intéresser à des longueurs d'onde du domaine d'absorption de la vapeur d'eau, telles que celles de la bande WV.

Ainsi, sur les milliers de canaux des sondeurs IASI et AIRS, certains apportent des informations plus pertinentes que d'autres pour la prévision numérique du temps. Une sélection de respectivement 314 et 324 canaux pertinents a été faite dans cette optique par Collard (2007) pour IASI et Susskind *et al.* (2003) pour AIRS. La liste de ces canaux et leurs principales caractéristiques sont données en annexe B.

6.5 Conclusion

Les sondeurs infrarouges hyperspectraux IASI et AIRS mesurent le spectre du rayonnement électromagnétique sortant de l'atmosphère dans des milliers de canaux à forte résolution spectrale. Au travers de l'équation du transfert radiatif, ces mesures fournissent des informations précises sur les profils atmosphériques. Avec leur couverture globale,

ces instruments accèdent à des zones pauvres en observations dont notamment les zones maritimes. Leurs observations paraissent donc particulièrement intéressantes à assimiler dans les modèles de prévision numérique du temps. Cependant, la géométrie de leurs mesures qui induit une résolution spatiale très variable ainsi que leur lien complexe et non-linéaire avec l'état de l'atmosphère demandent une attention particulière.

Chapitre 7

Assimilation de radiances satellitaires

Sommaire

7.1	Assimilation de données : principe et notations	101
7.2	La formulation variationnelle	102
7.3	L'approche incrémentale de l'analyse variationnelle	103
7.4	L'analyse variationnelle tri-dimensionnelle : le 3D-Var	104
7.5	Assimilation variationnelle des radiances satellitaires	105

7.1 Assimilation de données : principe et notations

L'assimilation de données en météorologie est une technique destinée à produire la meilleure représentation possible de l'état de l'atmosphère. Elle vise à combiner de manière optimale une connaissance *a priori* de l'état de l'atmosphère respectant les lois physiques et dynamiques, et un jeu d'observations, en prenant en considération leurs erreurs respectives.

Dans les modèles de prévision numérique du temps, l'état de l'atmosphère est représenté par un vecteur de paramètres météorologiques pris aux différents points de grille du modèle. Ce vecteur de l'espace modèle est appelé «vecteur d'état» et est noté \mathbf{x} . Dans le cadre de ces modèles, l'assimilation de données vise plus précisément à déterminer un vecteur d'état de l'atmosphère \mathbf{x}_a , appelé «analyse», qui minimise l'écart au sens des moindres carrés entre \mathbf{x} et le vecteur d'état vrai \mathbf{x}_t de l'état réel de l'atmosphère, à partir :

- d'un vecteur d'état de l'atmosphère *a priori* \mathbf{x}_b , appelé «ébauche» ou en anglais «guess» ou encore «background»,
- d'un vecteur d'observations \mathbf{y} ,
- des moyennes et covariances des erreurs de l'ébauche $\varepsilon_b = \mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t$, notées respectivement $\overline{\varepsilon}_b$ et \mathbf{B} ,
- des moyennes et covariances des erreurs d'observation $\varepsilon_o = \mathbf{y} - H(\mathbf{x}_t)$, notées respectivement $\overline{\varepsilon}_o$ et \mathbf{R} .

$\overline{\varepsilon}_b$ est un vecteur de l'espace modèle, comme les vecteurs d'état. \mathbf{B} est une matrice carrée de même dimension que l'espace modèle dont les termes diagonaux correspondent aux variances des erreurs d'ébauche et sont notés σ_b .

$\bar{\varepsilon}_o$ est quant à lui un vecteur de l'espace des observations, comme le vecteur \mathbf{y} . \mathbf{R} est une matrice carrée de même dimension. Les termes diagonaux de \mathbf{R} correspondent aux variances des erreurs d'observation et sont notés σ_o .

La fonction H permet de passer des vecteurs d'état de l'espace modèle à l'espace des observations : elle simule les valeurs des observations $H(\mathbf{x})$ qui seraient mesurées dans une atmosphère correspondant au vecteur d'état du modèle \mathbf{x} . H est appelée «opérateur d'observation» et $H(\mathbf{x})$ est appelé l'«équivalent-modèle» dans l'espace des observations ou «pseudo-observation». L'opérateur d'observation regroupe des interpolations spatiales, des changements de variables ou encore des calculs de transferts radiatifs qui permettent de simuler les paramètres observés aux points de mesure à partir des variables du modèle aux points de grille. Il peut également faire évoluer le modèle dans le temps pour l'amener à l'instant de mesure des observations. Ces calculs, notamment dans le cas d'observations satellitaires, peuvent rapidement devenir complexes (cf. section 6.4.2). Ils sont donc souvent modélisés de manière simplifiée dans l'opérateur d'observation. Le calcul de l'équivalent-modèle est ainsi nécessairement entaché d'erreurs dues entre autres à l'inexactitude des interpolations ou aux simplifications des modèles adoptés pour les calculs complexes tels que le transfert radiatif.

Le terme d'erreur d'observation ε_o regroupe les erreurs de mesure affectant \mathbf{y} , les erreurs dans la modélisation de H , et les erreurs de représentativité induites par la représentation discrétisée de l'atmosphère au travers du vecteur d'état \mathbf{x}_t . Ces deux dernières sources d'erreurs sont généralement délicates à estimer.

En assimilation de données, on appelle «incrément d'analyse» la différence $\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b$ et «innovation» ou «écart au guess» la différence $\mathbf{d} = \mathbf{y} - H(\mathbf{x}_b)$. Enfin, les résidus de l'analyse sont donnés par la différence $\mathbf{y} - H(\mathbf{x}_a)$.

7.2 La formulation variationnelle

Sous un certain nombre d'hypothèses détaillées ci-après, l'analyse peut être explicitée algébriquement (Lorenc, 1986). Sous ces mêmes hypothèses, on montre également que l'analyse est déterminée de manière équivalente comme la solution du problème de minimisation de la fonction de coût :

$$J(\mathbf{x}) = \overbrace{(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)}^{J_b(\mathbf{x})} + \overbrace{(\mathbf{y} - H[\mathbf{x}])^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y} - H[\mathbf{x}])}^{J_o(\mathbf{x})} \quad (7.1)$$

On parle alors d'analyse variationnelle. Dans cette formulation, l'analyse est le vecteur d'état de l'atmosphère qui minimise les distances quadratiques à l'ébauche et aux observations pondérées par leurs erreurs respectives. Cette pondération par les erreurs permet de combiner l'ébauche et les observations en tenant compte de la qualité ou de la confiance que l'on peut accorder à chacune de ces informations.

Détaillons maintenant les hypothèses nécessaires à la détermination de l'analyse.

Hypothèse 1 - Linéarisation de l'opérateur d'observation.

Le calcul de l'équivalent-modèle avec l'opérateur d'observation n'est généralement pas linéaire par rapport au vecteur d'état. C'est notamment le cas pour les observations satellitaires, comme le montre l'équation du transfert radiatif (6.3). Dans cette

première hypothèse, on suppose que l'opérateur d'observation peut être linéarisé au voisinage de l'ébauche :

$$H(\mathbf{x}) - H(\mathbf{x}_b) = H'(\mathbf{x}_b) \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + O(\|\mathbf{x} - \mathbf{x}_b\|^2) \simeq \mathbf{H} \cdot (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)$$

où $H'(\mathbf{x}_b)$ est la différentielle, encore appelée «tangent-linéaire», de H en \mathbf{x}_b . Il s'agit d'une fonction linéaire qui peut s'écrire sous forme matricielle \mathbf{H} . La linéarisation de l'opérateur d'observation au voisinage de l'ébauche revient à supposer que les termes d'ordre supérieur à deux dans le développement de Taylor-Young ($O(\|\mathbf{x} - \mathbf{x}_b\|^2)$) sont négligeables par rapport au terme de premier ordre pour des écarts $\mathbf{x} - \mathbf{x}_b$ de l'ordre de grandeur des erreurs d'ébauche. Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée, notamment dans le cas de fortes non-linéarités. Cela peut alors entraîner la non-optimalité de la solution (il ne s'agit pas du minimum absolu de la fonction de coût).

Hypothèse 2 - Non-biais des erreurs d'ébauche et d'observation.

On suppose que $\overline{\varepsilon_b} = 0$ et $\overline{\varepsilon_o} = 0$. Dans la pratique, les observations et le modèle sont souvent biaisées. Il faut donc les corriger de leur biais.

Hypothèse 3 - Non-trivialité des erreurs d'ébauche et d'observation.

Les matrices \mathbf{B} et \mathbf{R} sont supposées définies positives. Cela revient à supposer que la dispersion des erreurs d'ébauche et d'observation n'est jamais nulle, ce qui paraît réaliste.

Hypothèse 4 - Non-corrélation des erreurs d'ébauche et d'observation.

On suppose que les erreurs d'ébauche et d'observation sont décorrélées : $E(\varepsilon_b \varepsilon_o^T) = E(\varepsilon_o \varepsilon_b^T) = 0$. Cette hypothèse est *a priori* justifiée puisque les erreurs d'ébauche et d'observation ont des causes indépendantes. Elle est cependant mise à mal dans le cas d'observations non-linéaires par rapport au vecteur d'état. En effet, la linéarisation de l'opérateur d'observation au voisinage de l'ébauche introduit alors une corrélation entre les erreurs d'ébauche et d'observation.

Hypothèse 5 - Linéarité de l'analyse.

On suppose que l'incrément d'analyse dépend linéairement de l'innovation.

Sous l'hypothèse supplémentaire de distributions d'erreurs d'ébauche et d'observation gaussiennes, l'analyse ainsi déterminée est également le maximum de vraisemblance.

7.3 L'approche incrémentale de l'analyse variationnelle

La minimisation de la fonction de coût est généralement abordée selon l'approche incrémentale introduite par Courtier *et al.* (1994). Cette approche revient à chercher non plus le vecteur d'état \mathbf{x}_a minimisant la fonction de coût $J(\mathbf{x})$, mais l'incrément par rapport à l'ébauche $\delta\mathbf{x} = \mathbf{x} - \mathbf{x}_b$ qui minimise la fonction de coût modifiée :

$$J(\delta\mathbf{x}) = \underbrace{\delta\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{x}}_{J_b(\delta\mathbf{x})} + \underbrace{(\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - \mathbf{d})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}\delta\mathbf{x} - \mathbf{d})}_{J_o(\delta\mathbf{x})} \quad (7.2)$$

avec \mathbf{d} l'innovation. Avec cette approche, la minimisation de la fonction de coût peut être effectuée dans un sous-espace de dimension plus petite que l'espace modèle : l'incrément

modifiant l'ébauche peut être recherché sur un nombre réduit de variables du modèle et/ou avec une résolution spatiale plus faible. $\delta\mathbf{x}$ n'est alors plus un vecteur d'état du modèle et est préférentiellement appelé «vecteur de contrôle». Dans ce contexte, l'approche incrémentale permet un gain en temps de calcul important.

Par ailleurs, dans l'approche incrémentale, la minimisation est effectuée en restant dans le voisinage de l'ébauche. Ce confinement dans le domaine de linéarisation de l'opérateur d'observation permet de rester proche du cadre assurant l'optimalité de l'analyse.

7.4 L'analyse variationnelle tri-dimensionnelle : le 3D-Var

La minimisation de la fonction de coût peut être effectuée dans un cadre tri-dimensionnel. La dimension temporelle y est alors négligée. Cela revient à considérer que toutes les observations assimilées ont été mesurées au même instant, celui de l'analyse (généralement au centre de la fenêtre temporelle d'assimilation). Dans ce cadre tri-dimensionnel, l'opérateur d'observation ne comprend pas d'intégration temporelle du modèle, ce qui permet d'économiser un temps de calcul considérable. Toutes les observations sont donc comparées à l'équivalent-modèle et assimilées à l'instant modèle de l'analyse. Cette simplification est d'autant moins gênante que la fenêtre d'assimilation est étroite.

Le 3D-Var (Courtier *et al.*, 1998) consiste à rechercher par des méthodes itératives, dites «de descente», une solution approchée au problème variationnel en 3 dimensions. Ces méthodes se fondent sur l'évaluation à chaque itération de la fonction de coût $J(\delta\mathbf{x})$ et de son gradient $\nabla J(\delta\mathbf{x}) = 2\mathbf{B}^{-1}\delta\mathbf{x} - 2\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\delta\mathbf{x})$. La technique de l'adjoint est utilisée selon Talagrand et Courtier (1987) pour évaluer le gradient de la fonction de coût. Elle requiert essentiellement le calcul de l'adjoint du tangent linéaire de l'opérateur d'observation. Le 3D-Var permet ainsi d'obtenir une bonne approximation de la solution de la minimisation avec un temps de calcul raisonnable, tout en permettant l'assimilation d'observations complexes en relation faiblement non-linéaire avec l'état de l'atmosphère, telles que les observations satellitaires en ciel clair. Une des difficultés principales de la mise en œuvre de cette méthode réside dans l'estimation des covariances des erreurs d'ébauche et d'observation ainsi que dans la conception de l'opérateur d'observation. Cette méthode d'analyse est utilisée pour les modèles à aire limitée à haute résolution de Météo-France AROME et ALADIN (Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational, Radnóti *et al.* (1995)).

L'analyse variationnelle peut également être réalisée dans un cadre quadri-dimensionnel en tenant compte de la dimension temporelle. On ne vise alors plus à obtenir l'état optimal de l'atmosphère à un instant donné, mais sa trajectoire optimale sur une fenêtre de temps donnée. L'analyse variationnelle quadri-dimensionnelle du 4D-Var (Courtier *et al.*, 1994; Rabier *et al.*, 2000) est recherchée par une méthode similaire au 3D-Var mais prenant en compte la dimension temporelle dans l'opérateur d'observation \mathbf{H} . C'est cette méthode d'analyse qui est adoptée pour de nombreux modèles de prévision numérique du temps globaux comme par exemple ceux de Météo-France et du CEPMMT, respectivement ARPEGE (Action Recherche Petite Échelle Grande Échelle) et IFS (Integrated Forecast System) (Courtier *et al.*, 1991).

7.5 Assimilation variationnelle des radiances satellitaires

La quasi-totalité des centres opérationnels de prévision numérique du temps assimilent directement les radiances satellitaires. Une alternative consisterait à utiliser préalablement les mesures satellitaires pour restituer les profils atmosphériques à l'origine des rayonnements mesurés (Eyre, 1989) et à assimiler ces profils restitués. Cependant, les erreurs d'inversion des profils qui doivent être spécifiées dans l'erreur d'observation, sont délicates à estimer. De plus, elles introduisent des corrélations avec les erreurs d'ébauche et des études ont montré que l'analyse obtenue par assimilation de profils restitués était de moins bonne qualité que celle formée par assimilation directe des radiances. C'est donc cette dernière méthode qui est généralement retenue. Elle est en particulier utilisée dans les systèmes d'assimilation-prévision de Météo-France.

L'assimilation directe dans le modèle des observations satellitaires entretenant une relation faiblement non-linéaire avec l'état de l'atmosphère (comme les observations en ciel clair) peut être faite par analyse variationnelle sans perte majeure d'optimalité de l'analyse. Cela nécessite la réalisation de calculs de transferts radiatifs dans l'opérateur d'observation H afin de simuler des équivalents-modèle satellitaires. Un soin tout particulier doit alors être porté à la conception de cet opérateur pour tenir compte de la spécificité et de la complexité des mesures satellitaires ainsi que des caractéristiques du modèle numérique de prévision.

Chapitre 8

Le système d'assimilation-prévision AROME

Sommaire

8.1	Le modèle AROME	108
8.2	Le 3D-Var AROME	109
8.2.1	Le cycle d'assimilation rapide	109
8.2.2	Les observations assimilées	110
8.2.3	La matrice de covariance d'erreur d'ébauche	110
8.2.4	La matrice de covariance d'erreur d'observation	111
8.2.5	L'opérateur d'observation pour les mesures satellitaires	111
8.3	Assimilation des radiances satellitaires dans AROME	113
8.3.1	Élimination des canaux non-assimilables	113
8.3.2	Correction de biais de l'innovation	114
8.3.3	Contrôle de qualité	115
8.3.4	Détection nuageuse	115
8.3.5	Écrémage spatial	116
8.4	Conclusion	116

Deux versions du système d'assimilation-prévision AROME ont été utilisées successivement en opérationnel à Météo-France. La première version est devenue opérationnelle à l'automne 2008. La seconde version plus récente est disponible depuis avril 2010. Elle dispose notamment de davantage de niveaux verticaux allant plus haut dans la stratosphère. Cette meilleure description de la haute atmosphère est particulièrement intéressante pour l'assimilation de mesures satellitaires car elle permet d'améliorer la simulation de leurs équivalents-modèle. Cependant, cette nouvelle version n'a pas pu être utilisée dans ces travaux de thèse du fait de sa disponibilité tardive.

Une troisième version d'AROME deviendra opérationnelle à la fin de l'année 2010. Elle couvrira notamment un plus large domaine et contiendra davantage de zones maritimes.

Dans ce chapitre, nous allons décrire les caractéristiques de la première version du système d'assimilation-prévision AROME, celle que nous avons utilisée dans notre étude.

8.1 Le modèle AROME

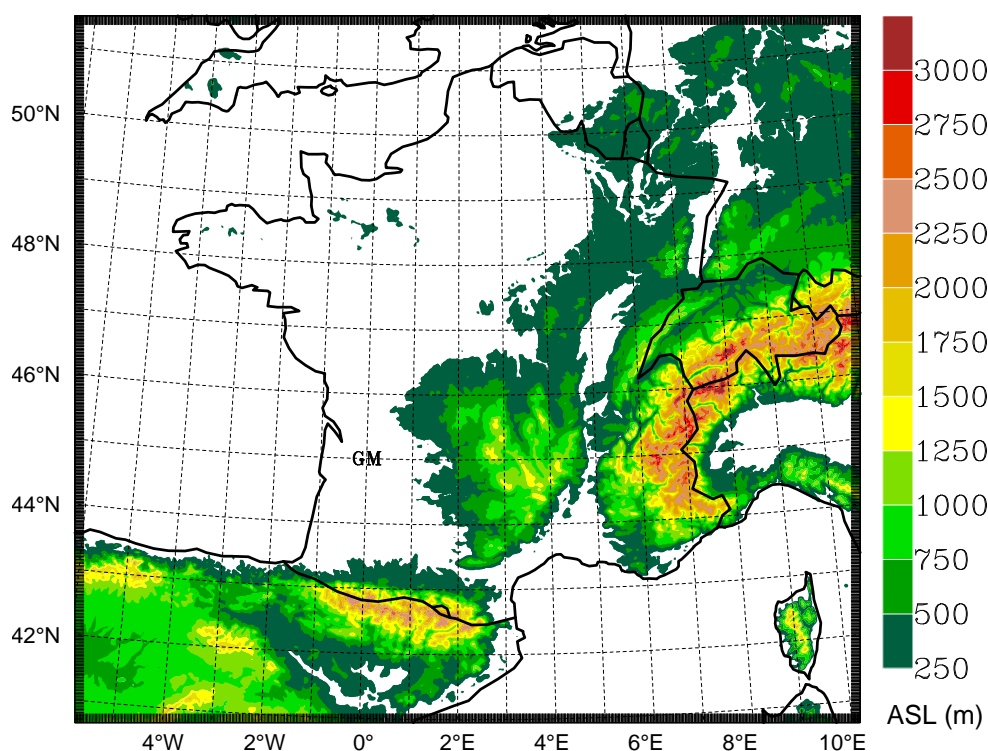


FIG. 8.1 – Orographie (ASL en m) du domaine AROME.

AROME (Ducrocq *et al.*, 2005; Bouttier, 2007; Seity *et al.*, 2011) est le nouveau modèle numérique opérationnel à fine échelle (2.5 km de résolution horizontale) de Météo-France. Il s'agit d'un modèle 3D non-hydrostatique à aire limitée couvrant la France métropolitaine et la Corse (cf. figure 8.1). Il est forcé toutes les heures sur les bords de son domaine par le modèle opérationnel ALADIN (Radnóti *et al.*, 1995) de 10 km de résolution horizontale. Ce forçage est relâché linéairement sur les 6 points de grille AROME adjacents aux bords du domaine. AROME dispose de 41 niveaux verticaux répartis irrégulièrement depuis environ 17 m et jusqu'à environ 1 hPa selon une coordonnée verticale hybride suivant l'orographie. Ces niveaux couvrent de manière assez dense la troposphère (30 niveaux espacés d'environ 70 m vers la surface à 500 m vers la tropopause) et, de manière plus lâche, la stratosphère.

La dynamique d'AROME suit les équations de la version non-hydrostatique du modèle ALADIN (Bubnová *et al.*, 1995). Leur formulation de type Laprise est discrétisée selon un schéma semi-lagrangien semi-implicite. Cette discrétisation, plus efficace numériquement que celle adoptée dans le modèle de recherche Mésos-NH, rend les calculs moins coûteux et permet ainsi l'utilisation opérationnelle d'AROME. Les variables pronostiques du modèle sont les deux composantes du vent horizontal, la pression de surface, la tempé-

rature, l'humidité spécifique, le contenu spécifique des 5 espèces d'hydrométéores - eau nuageuse, gouttelettes de pluie, cristaux de glace, neige et graupel - l'énergie cinétique turbulente (TKE pour Turbulent Kinetic Energy en anglais) uni-dimensionnelle selon la verticale, la divergence verticale et l'écart de la pression à l'hydrostatisme. L'utilisation de 5 classes d'hydrométéores permet de décrire précisément dans le modèle le cycle de l'eau et les processus nuageux. Les 4 premières variables pronostiques citées ci-dessus sont traitées en spectral tandis que les suivantes sont calculées en point de grille.

Le schéma microphysique régissant les équations pronostiques de l'humidité spécifique et des 5 espèces d'hydrométéores, ainsi que les paramétrisations physiques des autres processus météorologiques non résolus explicitement - convection peu profonde, turbulence, rayonnement - sont les mêmes que dans la configuration du modèle de recherche Mésos-NH présenté précédemment (cf. partie 2.2). La convection profonde, quant à elle, est ici considérée comme résolue grâce à la résolution élevée du modèle AROME. Enfin, comme dans le modèle de recherche Mésos-NH, la surface est externalisée et traitée à l'aide du modèle SURFEX (cf. partie 2.2).

8.2 Le 3D-Var AROME

Le modèle AROME dispose de son propre système d'assimilation de données (Brousseau *et al.*, 2008). Il s'agit d'un système d'assimilation variationnelle 3D-Var (cf. section 7.4), basé sur celui du modèle ALADIN-FRANCE (Fischer *et al.*, 2005; Guidard *et al.*, 2006). Il en adopte notamment la formulation incrémentale introduite à l'origine dans le système d'assimilation de données global d'ARPEGE/IFS (Action Recherche Petite Échelle Grande Échelle / Integrated Forecast System) (cf. section 7.3).

8.2.1 Le cycle d'assimilation rapide

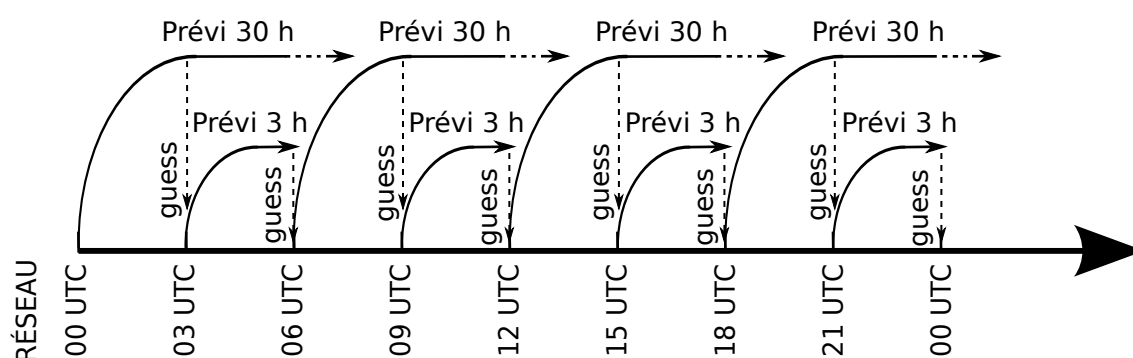


FIG. 8.2 – Schéma du cycle d'assimilation du 3D-Var AROME. «Guess» est le mot anglais pour «ébauche».

Le système d'assimilation opérationnel AROME fonctionne par cycles de 3 heures. Les observations situées dans une fenêtre de $\pm 1h30$ autour du réseau d'analyse sont assimilées pour former l'analyse à la résolution du modèle (2.5 km). Les variables analysées sont les deux composantes du vent horizontal, la température, l'humidité spécifique et

la pression de surface. Les autres champs du modèle sont cyclés depuis l'ébauche. Une prévision à 3 heures est ensuite calculée à partir de l'analyse pour servir d'ébauche dans le cycle d'assimilation suivant. Des prévisions à plus longue échéance (jusqu'à 30 h) sont également calculées aux réseaux principaux (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC et 18 UTC). Le schéma de la figure 8.2 illustre le fonctionnement des cycles d'assimilation du 3D-Var AROME que nous venons de décrire.

8.2.2 Les observations assimilées

Les observations assimilées dans le 3D-Var AROME sont :

- les observations conventionnelles, à savoir
 - les mesures en surface de la pression, du vent horizontal, de la température et de l'humidité ou de la température de surface de la mer issues de stations d'observations terrestres, sur bateaux ou de bouées fixes et dérivantes,
 - les mesures de profils verticaux de température, humidité et vent horizontal provenant de radiosondages,
 - les mesures de profils verticaux de vent par ballons PILOT,
 - les mesures de vent horizontal et de température en altitude sur avions,
- les observations de profils verticaux de vent horizontal fournies par les radars profileurs,
- les observations de vents doppler mesurés par les radars de précipitations,
- les observations de réflectivités des radars de précipitations,
- les observations de vents AMV (Atmospheric Motion Vectors) déduits du mouvement des nuages observés depuis les satellites géostationnaires,
- les observations de vent horizontal de surface provenant des diffusiomètres embarqués sur les satellites défilants,
- les observations de radiances de l'imageur satellitaire SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) embarqué sur les satellites géostationnaires européens,
- les radiances satellitaires des instruments ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder) dont HIRS, et des sondeurs hyperspectraux IASI et AIRS,
- les mesures GPS (Global Positioning System) - sol en provenance de stations terrestres recevant le signal GPS satellite.

Les observations de réflectivités radar et de sondages satellitaires IASI et AIRS ne sont assimilées que dans la version d'AROME la plus récente, opérationnelle depuis avril 2010.

8.2.3 La matrice de covariance d'erreur d'ébauche

La matrice de covariance de l'erreur d'ébauche AROME **B** est basée sur la même formulation non-séparable et multivariée que celle du système d'assimilation d'ALADIN-FRANCE (Berre, 2000). Le choix d'un modèle statistique non-séparable pour les erreurs d'ébauche permet de tenir compte de la variation des auto-corrélations horizontales avec l'altitude ainsi que de la dépendance de leurs auto-corrélations verticales avec l'échelle horizontale. Le formalisme multivarié, quant à lui, permet de respecter les relations de

balance verticale qui existent dans l'atmosphère entre les différentes variables analysées. Ces relations s'y traduisent par des régressions linéaires entre les erreurs de prévision des différentes variables, établies statistiquement avec une dépendance à l'échelle horizontale.

Dans le cadre de ce formalisme, la matrice de covariance d'erreur d'ébauche AROME est estimée selon la même méthode ensembliste que celle du système d'assimilation ALADIN-FRANCE (Berre *et al.*, 2006). Les statistiques d'erreur de prévision AROME sont ainsi évaluées sur deux périodes de 15 jours (une période estivale et une période hivernale) à partir d'un ensemble de 6 prévisions AROME à 3 h initialisées en adaptation dynamique depuis un ensemble d'analyses ALADIN perturbées. Dans les statistiques ainsi obtenues, les écart-types d'erreur d'ébauche AROME σ_b sont plus élevés et les longueurs de corrélation horizontale plus faibles que ceux d'ébauches de plus grande échelle. Ceci vient de la résolution horizontale élevée des ébauches AROME qui induit une plus grande variabilité des champs modèle. Du fait de cette confiance moindre accordée aux prévisions AROME, l'ébauche AROME est davantage corrigée par le processus d'assimilation de données que des ébauches de plus grande échelle. Ceci est encore plus marqué près de la surface où les champs modèle sont particulièrement variables. Les longueurs de corrélation horizontale réduites diminuent la portée des incréments d'analyse. La correction de l'ébauche par l'assimilation de données est plus localisée.

8.2.4 La matrice de covariance d'erreur d'observation

Les erreurs d'observation sont supposées décorréliées entre elles. La matrice de covariance des erreurs d'observation \mathbf{R} est donc diagonale. Elle se résume aux écarts-types des erreurs des observations σ_o .

L'estimation des statistiques d'erreur d'observation est réalisée notamment selon Desroziers *et al.* (2005). Les valeurs ainsi obtenues sont ensuite adaptées de manière à obtenir un poids relatif des observations cohérent par rapport au poids de l'ébauche. Les écarts-types d'erreur d'observation ainsi spécifiés pour AIRS sont de 0.9 K pour tous les canaux assimilés (canaux de la bande TLW). Pour IASI, les canaux de la bande TLW sondant la stratosphère et la surface ont un écart-type d'erreur d'observation de 0.9 K également, les autres canaux de la bande TLW (canaux troposphériques), 0.45 K et les canaux de la bande WV, 3.6 K.

8.2.5 L'opérateur d'observation pour les mesures satellitaires

Comme indiqué précédemment, la simulation de pseudo-observations (équivalents-modèle) satellitaires demande une attention particulière du fait de la complexité de ces mesures. L'opérateur d'observation doit ainsi notamment pouvoir reproduire leur géométrie qui induit une résolution spatiale très variable ainsi que leur lien complexe avec l'état de l'atmosphère donné par l'équation du transfert radiatif (équation 6.3). L'opérateur d'observation simule les équivalents-modèle satellitaires en deux étapes principales. La première étape consiste à composer une colonne atmosphérique modèle qui représente le volume d'atmosphère observé. Cette colonne est ensuite utilisée dans la deuxième étape qui effectue le calcul de transfert radiatif pour simuler la pseudo-observation satellitaire.

8.2.5.1 Le modèle de transfert radiatif RTTOV

Le calcul de transfert radiatif est réalisé avec le modèle RTTOV (Radiative Transfer for TOVS¹, Saunders et Brunel (2005)). Il s'agit d'un modèle de transfert radiatif (RTM pour Radiative Transfer Model en anglais) dit «rapide», par opposition aux modèles de transfert radiatif «raies par raies» plus précis mais plus coûteux en temps de calcul. Dans RTTOV, l'atmosphère est discrétisée en plusieurs couches (43 pour la version utilisée dans le 3D-Var AROME) et pour chaque couche, le modèle doit évaluer la transmittance vers l'espace dans chaque longueur d'onde couverte par les canaux du sondeur.

Afin de pouvoir effectuer ces calculs rapidement, une première simplification consiste à n'estimer qu'une transmittance globale unique par canal au lieu de déterminer toutes les transmittances monochromatiques concernées par la réponse spectrale du canal. Cette simplification permet d'alléger le calcul de transfert radiatif en diminuant le nombre de calculs de transmittance nécessaires. Elle revient à considérer que la transmittance varie peu sur la largeur spectrale d'un canal, ce qui est d'autant plus vrai que la résolution spectrale des instruments est élevée. L'approximation paraît donc particulièrement valable pour les sondeurs IASI et AIRS.

Afin de calculer rapidement pour chaque couche atmosphérique ces transmittances globales par canal, un schéma simplifié estimant l'épaisseur optique de la couche par régression linéaire sur un lot de prédicteurs est mis en place :

$$\delta_{i,j} - \delta_{i,j-1} = \sum_{k=1}^K a_{i,j,k} X_{k,j} \quad (8.1)$$

avec $\delta_{i,j}$ l'épaisseur optique de la couche j vers l'espace dans le canal i , K le nombre de prédicteurs, $X_{k,j}$ la valeur du prédicteur k dans la couche j et $a_{i,j,k}$ le coefficient de régression pour le prédicteur k dans la couche j et le canal i . Les prédicteurs utilisés sont des variables météorologiques à fournir en entrée de RTTOV, dont notamment la température et l'humidité spécifique. Une fois l'épaisseur optique déterminée, la transmittance est obtenue selon $\tau_{i,j} = e^{-\delta_{i,j}}$.

Pour que ce schéma soit performant, il faut préalablement calibrer les coefficients de régression $a_{i,j,k}$ avec précision. Pour cela, un ensemble de transmittances exactes est calculé pour divers profils atmosphériques et différents angles de visée, pour chaque couche et pour chaque canal de chaque instrument. Les transmittances exactes de chaque canal sont obtenues en évaluant avec un RTM «raies par raies» les transmittances monochromatiques sur toute la largeur spectrale du canal et en les intégrant d'après la réponse spectrale du canal. L'ensemble de transmittances exactes ainsi constitué est utilisé pour déterminer les coefficients de la régression linéaire (8.1) en fonction des prédicteurs. Les coefficients ainsi déterminés dépendent de l'angle de visée. Le modèle de régression linéaire calibré permet alors de calculer rapidement la transmittance pour n'importe quel profil atmosphérique sous n'importe quel angle de visée et pour n'importe quel canal de n'importe quel instrument.

On remarque que bien que les concentrations des différents gaz atmosphériques influencent la transmittance (cf. section 6.4.1), aucune d'entre elles mise à part celle de la vapeur d'eau, n'intervient comme prédicteur dans la régression linéaire (8.1). Cela revient

¹TIROS (Television InfraRed Observation Satellite) Operational Vertical Sounder

à négliger leurs variations spatiales et temporelles et à considérer leur impact sur la transmittance comme constant, égal à celui affectant les transmittances exactes estimées par le RTM «raies par raies».

Dans notre étude, le RTM «raies par raies» utilisé pour déterminer les coefficients de régression dans le domaine infrarouge est le modèle GENLN2 (Edwards, 1992).

Le calcul de transfert radiatif nécessite également la spécification de l'émissivité de surface. Dans RTTOV, elle est donnée pour le domaine infrarouge par le schéma ISEM (Sherlock, 1999).

8.2.5.2 L'interpolation spatiale

La colonne atmosphérique modèle représentant le volume observé est composée niveau vertical par niveau vertical en interpolant horizontalement les variables modèle au centre de la trace au sol de l'observation. L'interpolation horizontale est bilinéaire et utilise les 4 profils modèle entourant le centre de l'observation.

Cette procédure est héritée des opérateurs d'observation utilisés dans les précédents systèmes d'assimilation de plus grande échelle. La maille du modèle était alors plus grande que la trace au sol des observations satellitaires. Le profil modèle au centre de l'observation était la meilleure représentation accessible du volume atmosphérique observé. Cependant, avec la résolution horizontale d'AROME, une observation satellitaire couvre désormais plusieurs dizaines de points de grille modèle. Par exemple, une observation IASI ou AIRS couvre 12 points de grille AROME au nadir et une centaine en extrémité de fauchée. Or Blumstein (2005) et Elliott *et al.* (2006) montrent que ces deux instruments, avec une fonction d'étalement du point quasi uniforme sur la zone d'observation, ne sont pas affectés davantage par le centre de l'observation, mais bien par l'ensemble de la masse d'air observée.

La méthode d'interpolation spatiale utilisée dans l'opérateur d'observation ne paraît donc pas respecter la géométrie des mesures. De ce fait, elle ne permet pas de tenir compte de la variabilité atmosphérique à l'intérieur du volume observé.

8.3 Assimilation des radiances satellitaires dans AROME

Dans le 3D-Var AROME, les équivalents-modèle sont simulés par l'opérateur d'observation pour être comparés aux observations. Les innovations ainsi obtenues sont ensuite utilisées dans l'algorithme de minimisation comme expliqué dans la section 7.4. Dans le cas d'observations satellitaires, les innovations doivent passer par différentes étapes successives avant d'entrer dans la minimisation. Nous allons détailler ces étapes dans l'ordre.

8.3.1 Élimination des canaux non-assimilables

Tout d'abord, pour chaque observation satellitaire, les mesures de nombreux canaux sont rejetées du processus d'assimilation. Il s'agit de canaux pour lesquels la simulation des équivalents-modèle est entachée d'erreurs importantes dues aux différentes hypothèses faites dans le modèle RTTOV. Ces canaux doivent être écartés de l'assimilation

car une simulation de leurs équivalents-modèle trop éloignée risque d'induire de mauvaises corrections du modèle pour approcher ces observations.

En particulier, sont rejetés les canaux :

- contaminés par la réflexion du rayonnement solaire (canaux dans les plus courtes longueurs d'onde, typiquement $\lambda < \sim 4.2\mu m$)
- sensibles à l'absorption de gaz atmosphériques autres que la vapeur d'eau, comme les canaux sensibles à l'ozone ($\sim 9.2\mu m < \lambda < \sim 9.9\mu m$). Les profils verticaux de concentration de ces gaz n'étant pas décrits dans AROME et pas pris en compte dans RTTOV, les équivalents-modèle de ces canaux ne peuvent pas être correctement simulés.
- sensibles à la surface pour les observations situées sur terre. Le modèle d'émissivité de surface sur terre n'est pas assez performant et l'estimation de la température de surface est trop imprécise pour permettre une bonne simulation de ces canaux.
- sensibles à la haute stratosphère. La résolution verticale d'AROME y est trop lâche pour permettre de bien représenter cette partie de l'atmosphère et de bien simuler ces canaux.

Cette étape est effectuée avant même la simulation des équivalents-modèle afin d'éviter des calculs inutiles. Les listes des canaux IASI et AIRS de l'annexe B montrent que ces canaux ne sont pas assimilés.

8.3.2 Correction de biais de l'innovation

Une hypothèse primordiale de l'analyse variationnelle est le non-biais des erreurs d'ébauche et d'observation (hypothèse 2 de la section 7.2). Or cette hypothèse n'est évidemment pas vérifiée en l'état, ne serait-ce par exemple, qu'à cause des approximations dans la modélisation de l'opérateur d'observation qui biaisent les simulations des équivalents-modèle (composante de l'erreur d'observation). Afin de rentrer dans le cadre de cette hypothèse, l'innovation doit être débiaisée. Cela est particulièrement important dans le cadre d'un cycle d'assimilation car un biais non-corrigé pourrait s'installer de cycle en cycle et fausser le système.

L'étude des innovations associées aux observations satellitaires avant correction du biais a montré que ce dernier variait principalement selon la latitude de la mesure, les caractéristiques météorologiques de la masse d'air observée et l'angle de visée de l'instrument. On le modélise en conséquence par une régression linéaire dans laquelle ces termes sont utilisés comme prédicteurs : $\alpha_0 + \sum \alpha_i p_i$ avec α_i les coefficients de régression et p_i les prédicteurs. Chaque canal de chaque instrument est biaisé différemment. Aussi chacun possède des coefficients de régression spécifiques.

Les biais varient dans le temps, du fait par exemple de dysfonctionnements momentanés des instruments ou d'une dérive des mesures, ou encore d'une modification du modèle ou de l'opérateur d'observation. Afin de pouvoir suivre ces évolutions temporelles, la correction de biais est réalisée selon une méthode variationnelle adaptative, appelée «var-bc» (Dee, 2004; Auligné *et al.*, 2007). Cette méthode consiste à ré-ajuster les coefficients α_i de la régression à chaque analyse. Cet ajustement est effectué dans l'analyse variationnelle du modèle global coupleur d'ALADIN : ARPEGE. Les coefficients de régression sont ajoutés au vecteur de contrôle pour être ajustés au cours de la minimisation en même

temps que les différentes variables de l'analyse. L'équation 7.2 de la fonction de coût à minimiser devient alors :

$$J(\delta\mathbf{x}, \delta\boldsymbol{\alpha}) = \delta\mathbf{x}^T \mathbf{B}^{-1} \delta\mathbf{x} + (\mathbf{H}(\delta\mathbf{x}, \delta\boldsymbol{\alpha}) - \mathbf{d})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}(\delta\mathbf{x}, \delta\boldsymbol{\alpha}) - \mathbf{d}) + \delta\boldsymbol{\alpha}^T \mathbf{B}_\alpha^{-1} \delta\boldsymbol{\alpha} \quad (8.2)$$

où $\delta\boldsymbol{\alpha} = \boldsymbol{\alpha} - \boldsymbol{\alpha}_b$ avec $\boldsymbol{\alpha}$ le vecteur des α_i à ajuster et $\boldsymbol{\alpha}_b$ le vecteur d'ébauche des α_i (α_i ajustés lors du cycle précédent). \mathbf{B}_α est la matrice de covariance d'erreur des coefficients de la régression. Elle permet de contraindre l'importance de l'adaptativité des coefficients d'une analyse à l'autre. L'innovation \mathbf{d} est modifiée selon $\mathbf{d} = \mathbf{y} - H(\mathbf{x}_b, \boldsymbol{\alpha}_b)$. Les coefficients de régression ainsi déterminés pour la correction de biais dans ARPEGE sont considérés valables pour corriger le biais dans AROME. Cependant, pour les radiances SEVIRI, le biais des erreurs d'observation n'est pas estimé dans ARPEGE puisque ces mesures n'y sont pas assimilées. Les coefficients de régression pour la correction de biais de ces observations doivent donc être déterminés directement dans AROME.

8.3.3 Contrôle de qualité

L'assimilation d'observations très éloignées des équivalents-modèle nuit à la qualité de l'analyse. Cela paraît évident si ces innovations importantes sont dues à des observations erronées : leur assimilation tirerait le modèle vers cette erreur et dégraderait l'analyse. Cependant, l'assimilation d'une observation à forte innovation risquerait également d'avoir un impact négatif sur l'analyse même si l'observation est correcte et l'innovation est due à une erreur importante du modèle. En effet, une innovation importante risque d'induire une forte correction de l'ébauche sans respect de l'équilibre physique local du modèle. Les prévisions issues d'une telle analyse demanderaient alors davantage de temps avant de retrouver un équilibre physique et de pouvoir être exploitée.

Il faut donc détecter les observations susceptibles de dégrader l'analyse du fait de leur écart trop important avec les équivalents-modèle. Une première vérification des observations seules permet d'écarter les données visiblement erronées. Une seconde partie du contrôle de qualité vérifie les observations par comparaison aux équivalents-modèle. Les innovations corrigées du biais sont comparées à un seuil dépendant des écarts-types des erreurs d'ébauche et d'observations. Les observations sont rejetées si :

$$d > \alpha \sqrt{(\sigma_o^2 + \sigma_b^2)} \quad (8.3)$$

avec α une constante fixée empiriquement pour chaque type d'observation ($\alpha = 1$ pour les observations satellitaires) et σ_o et σ_b les écarts-types des erreurs d'observation et d'ébauche dans l'espace des observations. σ_b vaut 1 K dans l'espace des observations IASI et 0.3 K dans celui de AIRS.

8.3.4 Détection nuageuse

À l'heure actuelle, seules les mesures satellitaires claires sont assimilées. Les caractéristiques des nuages (position, épaisseur, comportement radiatif, ...) sont en effet souvent trop mal connues pour permettre une simulation performante des équivalents-modèle associés à des observations satellitaires nuageuses. Seuls quelques canaux AIRS sont depuis peu assimilés dans AROME en conditions nuageuses.

La présence et la position d'un nuage sur la verticale sont déterminées d'après la méthode dite du «cloud-detect» (McNally et Watts, 2003). Cette méthode consiste à analyser les innovations corrigées du biais pour un ensemble de canaux sondant l'atmosphère à différents niveaux verticaux. La simulation des équivalents-modèle supposant le ciel clair, elle n'est proche des observations que pour les canaux non contaminés par la présence d'un nuage. Les canaux dont l'innovation est plus importante que les autres indiquent donc la position des nuages. Les canaux contaminés par les nuages sont alors écartés de l'assimilation.

8.3.5 Écrémage spatial

La densité horizontale des observations satellitaires est élevée. Par exemple, pour IASI et AIRS, deux observations au nadir sont éloignées de seulement respectivement 18 km et 13.5 km (cf. section 6.3). Or, les erreurs d'observation associées à deux mesures géographiquement proches sont sensiblement corrélées. Assimiler des observations avec une forte densité horizontale risque ainsi de nous faire sortir du cadre de l'hypothèse de non-corrélation des erreurs d'observation (hypothèse 4 de la section 7.2) et de remettre en cause l'optimalité de l'analyse. Liu et Rabier (2002) ont d'ailleurs montré qu'une augmentation de la densité des observations assimilées induisant une corrélation spatiale des erreurs supérieure à 0.15 dégradait l'analyse. Afin d'éviter des corrélations des erreurs trop élevées, on effectue un écrémage spatial.

Les données AIRS et IASI sont déjà écrémées une première fois avant même d'entrer dans le processus d'assimilation. Pour les données AIRS, la NESDIS (centre américain responsable du traitement des données satellitaires) n'envoie aux centres de prévision numérique du temps qu'une observation sur 9. Pour choisir quelle observation envoyer, elle regroupe les observations par lot de 9 et envoie uniquement la mesure la plus chaude. Pour IASI, les mesures d'un seul des 4 capteurs de l'instrument sont considérées. Cela permet de simplifier considérablement l'utilisation de ses données. En effet, les 4 capteurs étant physiquement distincts, leur comportement et leurs caractéristiques (erreurs de mesure, dérive, pannes) sont différents. Ainsi, pour les utiliser correctement dans l'assimilation, il faudrait considérer 4 instruments distincts mais corrélés. Il a logiquement été choisi d'utiliser les mesures du capteur le moins bruité (capteur n°1, en haut à droite sur la figure 6.10 p. 95).

À ces écrémages préalables s'ajoute un dernier tri, juste avant la minimisation. Il consiste à mailler la surface avec des boîtes de 125 km de côté et à ne conserver que l'observation qui a le plus grand nombre de canaux ayant passé avec succès les contrôles précédents (canaux clairs et de bonne qualité).

8.4 Conclusion

L'assimilation des radiances satellitaires dans AROME passe par de nombreuses étapes préalables à la minimisation permettant notamment d'éliminer les mesures susceptibles de dégrader l'analyse. L'écart entre les observations et les équivalents-modèle simulés par l'opérateur d'observation sert de base non seulement à la minimisation, mais également à bon nombre de ces étapes préalables. Or, en ne tenant pas compte du fait

que la résolution spatiale des observations est plus faible que celle du modèle numérique, l'opérateur d'observation actuel ne respecte pas la géométrie réelle des mesures satellitaires et ne permet pas de prendre en compte la variabilité atmosphérique à l'intérieur du volume observé. Il apparaît donc primordial de développer de nouveaux opérateurs plus proches de la mesure. C'est ce qu'on se propose de faire dans le cadre de cette thèse. De nouveaux opérateurs sont donc définis dans le chapitre suivant et leur impact sur la qualité des équivalents-modèle simulés y est évalué.

Chapitre 9

Impact de l'opérateur d'observation sur la simulation à fine échelle de pseudo-observations satellitaires infrarouges

Sommaire

9.1	Article : Simulation of satellite infrared radiances for convective-scale data assimilation over the Mediterranean	119
9.2	Résumé de l'article et conclusions	135

Les résultats de l'étude de l'impact d'une amélioration de l'opérateur d'observation sur la simulation à fine échelle de pseudo-observations satellitaires infrarouges IASI et AIRS ont été publiés au JGR (Journal of Geophysical Research) dans l'article Duffourg *et al.* (2010). Ils sont présentés dans ce chapitre, tout d'abord par l'insertion de l'article en lui-même, puis dans une seconde section, par un résumé qui débouche sur les conclusions de ce travail.

9.1 Article : Simulation of satellite infrared radiances for convective-scale data assimilation over the Mediterranean

F. Duffourg, V. Ducrocq, N. Fourrié, G. Jaubert and V. Guidard, 2010: Simulation of satellite infrared radiances for convective-scale data assimilation over the Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, **115**, D15107, doi:10.1029/2009JD012936.

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

D15107

DUFFOURG ET AL.: SIMULATION OF SATELLITE IR RADIANCES

D15107

9.2 Résumé de l'article et conclusions

Dans cette partie du travail de thèse, on s'est intéressé à l'assimilation de données satellitaires infrarouges IASI et AIRS sur la Méditerranée dans un modèle de prévision numérique du temps à fine échelle (en l'occurrence AROME). Plus précisément, il s'agissait de définir de nouveaux opérateurs d'observation plus proches de la géométrie réelle des observations pour améliorer la simulation de leurs équivalents-modèle ainsi que leur assimilation. Ces nouveaux opérateurs tiennent compte du fait que les mesures IASI et AIRS ont une résolution spatiale plus faible que le modèle numérique atmosphérique et qu'elles présentent une fonction d'étalement du point uniforme. Un travail similaire a été engagé par Kleespies (2009) pour les observations satellitaires micro-ondes.

Trois formulations alternatives à l'opérateur d'observation actuel ont été proposées. Pour respecter la géométrie des mesures satellitaires IASI et AIRS, elles simulent leurs équivalents-modèle en agrégeant avec un poids constant l'information modèle contenue dans la zone de l'atmosphère vue par les instruments. Dans la première formulation alternative, appelée M12, l'atmosphère observée est représentée par la moyenne des 12 colonnes atmosphériques modèle situées autour du centre de la zone observée. La seconde formulation, SPOT1, moyenne quant à elle, l'ensemble des colonnes du modèle situées dans la zone d'observation. Dans ces deux premières formulations, la colonne modèle moyenne est ensuite utilisée dans le modèle de transfert radiatif RTTOV pour simuler l'équivalent-modèle. Enfin, la troisième formulation alternative, SPOT2, simule le rayonnement provenant de chaque colonne atmosphérique modèle dans la zone d'observation et en fait la moyenne pour former l'équivalent-modèle. Cette dernière formulation est la plus proche du principe de mesure des instruments satellitaires infrarouges. L'opérateur d'observation actuel, présenté dans la section 8.2.5, est quant à lui appelé COL4. Le principe de ces quatre formulations est représenté sur la figure 9.1 et est récapitulé dans le tableau 2 de l'article présenté dans la section précédente.

Dans cet article, les nouveaux opérateurs d'observation sont évalués en trois étapes. Dans un premier temps, on estime l'importance des différences maximales entre les trois nouvelles formulations et l'opérateur d'observation actuel en comparant leur simulations de pseudo-observations en extrémité de fauchée sur un mois complet. Pour disposer d'un grand échantillon, on simule des observations centrées en chacun des points de grille AROME tant que l'ensemble de la zone observée reste sur la Méditerranée et en ciel clair. Il apparaît que les différences entre les simulations avec les différents opérateurs d'observation sont sensibles (écart-type supérieur au bruit instrumental) uniquement pour les canaux de la bande WV sondant l'atmosphère entre 800 hPa et 340 hPa.

Les simulations de SPOT1 et SPOT2 s'avèrent dans l'ensemble très similaires. Les principales différences entre ces deux opérateurs apparaissent pour des simulations fortement éloignées de celles de COL4. Dans ce cas, SPOT2 reste plus proche de COL4, ce qui semble suggérer que l'impact de SPOT1 peut être légèrement exagéré. Cependant, l'apport de SPOT2 apparaît globalement trop faible par rapport à sa complexité et son coût numérique si bien que SPOT1 peut être privilégié sans entraîner de pertes majeures de qualité malgré son moindre réalisme.

Les simulations de SPOT1 apportent davantage de différences avec celles de COL4 que les simulations réalisées avec M12. Une analyse dans le temps et dans l'espace des

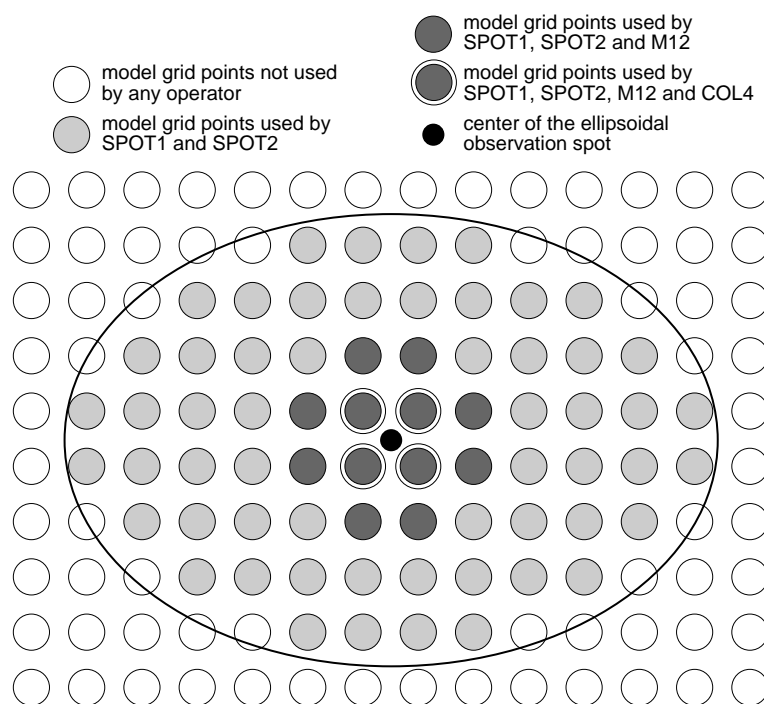


FIG. 9.1 – Schéma récapitulatif des agrégations des points de grille modèle effectuées par les différents opérateurs d'observation. Source : Duffourg *et al.* (2010)

écarts entre les simulations de ces trois opérateurs d'observation montre que les principales différences surviennent lorsque la couche atmosphérique observée est très sèche et présente des gradients d'humidité de fine échelle. Ces gradients d'échelle inférieure à la résolution des observations affectent fortement les simulations de COL4 alors qu'ils ne peuvent pas être détectés par les instruments. À l'inverse, ils sont partiellement lissés par la moyenne spatiale de M12 et complètement filtrés par celle de SPOT1 qui donne ainsi une simulation *a priori* plus réaliste.

Dans un second temps, afin d'évaluer leur qualité respective, les trois opérateurs restants sont confrontés à des observations IASI réelles, en ciel clair et sur la Méditerranée, sur un mois complet. Il apparaît ainsi que SPOT1, et dans une moindre mesure M12, améliorent la simulation des pseudo-observations satellitaires infrarouges pour les canaux de la bande WV. SPOT1 permet une diminution des innovations dans la bande WV pouvant aller jusqu'à 2 K, mais restant le plus souvent inférieure à 0.5 K. L'importance de l'amélioration apportée par SPOT1 ou M12 semble indépendante de l'écart entre l'observation et la simulation de COL4. À l'inverse, SPOT1 et M12 dégradent légèrement les simulations pour les canaux de la bande TLW et ont un impact neutre pour ceux de la bande TSW. La dégradation des simulations dans les canaux TLW (0.04 K) est cependant nettement inférieure à l'amélioration pour les canaux WV. Elle n'est d'ailleurs pas significative par rapport au bruit instrumental d'après les résultats de la première partie de l'étude. De plus, SPOT1, et dans une moindre mesure M12, réduisent l'écart-type des innovations pour l'ensemble des canaux TLW et WV.

Enfin, afin d'évaluer l'impact sur la minimisation des différences de simulation apportées par les nouveaux opérateurs d'observation, l'étude de l'article se termine par des

expériences d'assimilation d'une observation IASI avec COL4 et M12. Les analyses résultant de ces expériences ne montrent quasiment aucune différence, même si l'écart entre les simulations de l'équivalent-modèle avec COL4 et M12 est assez important.

Cette étude a donc permis de vérifier qu'une modification de l'opérateur d'observation consistant à agréger l'information modèle contenue dans la zone de l'atmosphère vue par l'instrument permet d'améliorer la simulation des équivalents-modèle de la bande WV en filtrant les structures atmosphériques qui ne peuvent pas être détectées du fait de leur échelle inférieure à la résolution spatiale des observations. Cette amélioration est importante pour les canaux sensibles à la vapeur d'eau car l'humidité atmosphérique est plus variable dans l'espace que la température et le modèle AROME est bien capable de reproduire ces gradients grâce à sa résolution spatiale élevée. L'amélioration ainsi apportée aux simulations des équivalents-modèle peut être relativement conséquente (jusqu'à 2 K). Ainsi, même si l'impact direct sur l'analyse des différences entre les simulations des divers opérateurs d'observation paraît neutre, ces modifications des innovations peuvent avoir un impact plus grand sur l'ensemble du processus d'assimilation. En effet, comme nous l'avons vu dans la section 8.3, l'innovation n'intervient pas seulement dans la minimisation, mais également dans de nombreuses étapes préalables (correction de biais, contrôle de qualité, détection nuageuse). L'amélioration de la simulation des équivalents-modèle peut notamment réduire le nombre de rejets d'observations lors du contrôle de qualité.

Les expériences d'assimilation à une observation menées dans cette étude ne permettent pas d'évaluer l'impact de la modification de l'opérateur d'observation sur les étapes préalables à la minimisation. C'est pourquoi il faudra de compléter ces travaux par une évaluation de l'impact de l'amélioration de l'opérateur d'observation sur l'ensemble du processus d'assimilation en réalisant des cycles complets d'assimilation.

Conclusions et perspectives

Les régions côtières de la mer Méditerranée sont régulièrement touchées par des épisodes de pluies intenses à l'origine de crues rapides dévastatrices. Un des ingrédients météorologiques majeurs de ces épisodes est l'advection d'humidité vers les côtes. Celle-ci fournit notamment la vapeur d'eau nécessaire aux systèmes fortement précipitants pour former les cumuls de précipitations considérables relevés lors de tels épisodes. Ainsi, afin de mieux comprendre et de mieux prévoir les épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne, une meilleure connaissance de leur alimentation en humidité est nécessaire.

Aussi, la forte sensibilité de ces épisodes de pluies intenses à leur alimentation en humidité implique qu'une bonne description de celle-ci dans les états initiaux des prévisions est indispensable, notamment sur mer, pour bien les prévoir. Or, les observations satellitaires sont quasiment les seules mesures régulières de l'atmosphère au-dessus de la Méditerranée. Toujours avec l'objectif de mieux comprendre et de mieux prévoir les épisodes de pluies intenses méditerranéennes, il paraît donc particulièrement pertinent d'essayer de tirer parti de ces mesures pour améliorer la description initiale de l'humidité dans les modèles de prévision numérique du temps à fine échelle.

Le travail de thèse présenté ici a développé ces deux problématiques.

Dans la première partie de la thèse, nous avons cherché à caractériser l'alimentation en humidité des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne. Pour cela, l'ensemble des 10 épisodes qui ont eu lieu sur le Sud-Est de la France lors des automnes 2008 et 2009 a été simulé avec le modèle de recherche non-hydrostatique Mésos-NH sur divers domaines à différentes résolutions horizontales. L'alimentation en humidité de ces épisodes simulés a été systématiquement analysé selon une double approche combinant une analyse lagrangienne multi-échelle et des calculs de bilans en eau plus continus dans le temps et intégrés spatialement.

Cette étude systématique a permis de confirmer que les systèmes fortement précipitants étaient alimentés en humidité par un flux de basses couches plus ou moins convergent provenant de la Méditerranée. Ce flux d'alimentation est orienté de sud-sud-ouest à est selon la localisation géographique des systèmes. Il traverse le Golfe du Lion en 5 h à 10 h.

Il a été mis en évidence que les systèmes fortement précipitants convectifs sont alimentés par un flux d'humidité confiné en très basses couches (dans les 1000 premiers mètres, voir 500 m au-dessus de la surface), dans la couche limite conditionnellement instable humidifiée par la Méditerranée. L'humidité alimentant ces systèmes fortement précipitants provient essentiellement d'une part de l'évaporation de la Méditerranée dans les deux derniers jours avant l'épisode, et d'autre part de l'advection sur plus de 3-4 jours d'humidité provenant de sources extérieures lointaines. Les principales sources ex-

térieures identifiées sont l'océan Atlantique et l'Afrique tropicale. L'océan Atlantique apporte de l'humidité provenant de masses d'air tropicales et/ou de son évaporation extratropicale. Il s'agit de la source extérieure la plus fréquente, mais sa contribution est plus faible que celle des sources d'Afrique tropicale. Les trajectoires de l'advection d'humidité depuis ces sources lointaines restent dans la moitié basse de la troposphère (< 3000 m) pendant les derniers 4 jours avant l'épisode. Elles descendent davantage en basses couches en arrivant sur la Méditerranée du fait de subsidences de grande échelle ou des reliefs de la région. Les trajectoires suivent ensuite préférentiellement deux branches sur la Méditerranée au large des côtes espagnoles ou le long de la Sardaigne et de la Corse. Le long de ce trajet au-dessus de la mer, la masse d'air se charge essentiellement dans sa couche limite de vapeur d'eau provenant de l'évaporation de la mer. L'origine, la trajectoire et les caractéristiques de la masse d'air approvisionnant les systèmes fortement précipitants en humidité évoluent peu tout au long d'un épisode.

Ces transports d'humidité s'accompagnent d'une faible augmentation du stockage d'eau précipitable sur l'Ouest de la Méditerranée, 1 à 2 jours avant chaque épisode. Une augmentation plus sensible se dessine sur le Golfe du Lion dans les dernières 24 h avant les épisodes.

La Méditerranée est la principale source d'humidité lorsque des conditions anticycloniques prédominent sur le bassin ouest-méditerranéen dans les jours qui précèdent l'épisode. Sa contribution peut cependant être limitée par une saturation rapide de la masse d'air lorsque l'apport d'humidité depuis des sources extérieures est conséquent. Lorsque les conditions synoptiques sont cycloniques avant l'épisode, la contribution de la Méditerranée diminue et devient du même ordre que celle de sources extérieures.

Les résultats de cette étude sont tout particulièrement utiles pour la préparation de la campagne expérimentale HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment, <http://www.hymex.org/>) qui porte sur l'observation du cycle de l'eau en Méditerranée avec un volet spécifique sur les événements de précipitations intenses. Ils contribuent en effet à déterminer une stratégie pertinente pour le déploiement des instruments de recherche lors de la phase d'observation intensive de la campagne (SOP pour Special Observing Period) qui se déroulera à l'automne 2012. Ainsi, les résultats de ces travaux de thèse ont montré qu'il faut tout particulièrement documenter les paramètres météorologiques de la masse d'air dans le première kilomètre au-dessus de la Méditerranée, ainsi que l'évaporation à l'interface air-mer. Les mesures doivent permettre notamment d'échantillonner les deux branches de transport d'humidité identifiées dans cette étude sur l'Ouest de la Méditerranée. Différents moyens de mesure sont envisagés à cet effet :

- des ballons de couche limite et des aéroclippers du CNES seront lâchés depuis Minorque,
- un navire de recherche effectuera des mesures de flux et des lâchers de radiosondages dans la zone d'alimentation des pluies intenses,
- des avions avec à bord le lidar vapeur d'eau LEANDRE feront des mesures en amont des développements convectifs,
- l'instrumentation sera renforcée sur les Baléares et la Corse avec notamment des radars profileurs de vent, des lidars vapeur d'eau, des radiosondages, etc.

Ces résultats doivent encore être étendus aux épisodes de pluies intenses se développant sur les autres sites d'observation HyMeX du Nord-Ouest du bassin méditerranéen.

Un travail similaire doit ainsi être engagé pour déterminer la zone d'alimentation des épisodes espagnols sur les régions de Valence et de Barcelone, et des épisodes italiens sur la Ligurie, la Toscane et Rome.

Enfin, nous nous sommes intéressés au cours de cette première partie de thèse au flux de basses couches humide et instable qui alimente les fortes précipitations. Nous avons vu dans le chapitre 1 que d'après des études idéalisées, la présence de gradients d'humidité et de zones plus sèches sur les bords de ce flux de basses couches influençait différents processus à l'origine du déclenchement et de l'entretien de la convection, comme notamment le développement de la pluie froide sous orage ou encore le contournement et le soulèvement par les reliefs de la région. Il sera intéressant de poursuivre cette étude en documentant et en étudiant ces zones d'air plus sec ainsi que leur rôle sur les mécanismes de soulèvement.

La seconde partie de la thèse a porté sur l'assimilation de données satellitaires sur la Méditerranée dans un modèle de prévision numérique du temps à fine échelle. Nous nous sommes focalisés sur l'assimilation des sondeurs infrarouges hyperspectraux IASI et AIRS qui permettent d'observer l'humidité atmosphérique jusqu'en basses couches et plus précisément qu'auparavant. De nouveaux opérateurs d'observation plus réalistes ont été proposés pour améliorer la simulation des équivalents-modèle de ces mesures dans AROME. Ces nouveaux opérateurs agrègent avec un poids constant l'information modèle contenue dans le champ de vue des instruments.

La qualité des simulations des nouveaux opérateurs d'observation a été évaluée. Il est apparu qu'ils améliorent la simulation des équivalents-modèle des canaux de la bande spectrale vapeur d'eau (jusqu'à 2 K) et ont un impact neutre voire légèrement négatif pour les canaux des bandes spectrales température. Cependant, l'impact n'est significatif par rapport au bruit instrumental que pour les canaux de la bande vapeur d'eau qui sondent l'atmosphère entre 800 hPa et 340 hPa. Par ailleurs, l'utilisation des nouveaux opérateurs d'observation permet dans l'ensemble de réduire l'écart-type des innovations.

Les améliorations les plus importantes s'opèrent au niveau de gradients d'humidité de fine échelle en air très sec : les nouveaux opérateurs filtrent ces structures atmosphériques que les instruments ne peuvent pas observer du fait de leur résolution horizontale plus faible que celle du modèle.

Des expériences d'assimilation d'une observation IASI réalisées avec les différents opérateurs d'observation ont donné des analyses quasiment identiques, même lorsque les simulations de l'équivalent-modèle étaient assez différentes. Cependant, ces expériences évaluent uniquement l'impact des différences de simulation apportées par les nouveaux opérateurs d'observation sur la minimisation : elles ne permettent pas d'estimer l'impact des nouveaux opérateurs sur les autres étapes du processus d'assimilation de données (correction de biais, contrôle de qualité, détection nuageuse notamment). Or, avec une amélioration des simulations pouvant aller jusqu'à 2 K, les nouveaux opérateurs d'observation devraient par exemple pouvoir éviter le rejet de certaines observations lorsqu'il provient d'une mauvaise simulation de leurs équivalents-modèle.

Afin d'évaluer l'impact de l'amélioration de l'opérateur d'observation sur l'ensemble du processus d'assimilation, il faudrait réaliser des expériences d'assimilation complètes et cyclées sur au moins un mois. Ceci permettrait non seulement de prendre en compte les impacts sur les étapes préalables à la minimisation mais aussi d'en estimer l'effet cumulé

par cyclage sur les analyses et les prévisions. Du fait de leur forte sensibilité à l'analyse du champ d'humidité, les épisodes de pluies intenses constituent des cas d'étude particulièrement intéressants pour évaluer la qualité des analyses et des prévisions obtenues dans le cycle d'assimilation utilisant les nouveaux opérateurs d'observation. Cette évaluation pourra être faite avec la nouvelle version d'AROME mise en œuvre dans le cadre d'HyMeX sur tout le bassin méditerranéen occidental. Avec un domaine mer aussi important, cette version offre en effet un cadre idéal pour évaluer tout le potentiel de l'apport de l'assimilation des données IASI et AIRS. Dans le cas d'une évaluation positive, un des nouveaux opérateurs développés au cours de cette thèse pourrait être intégré dans la version opérationnelle du modèle AROME.

Ces travaux pourront par ailleurs être utilisés dans le cadre du développement de l'assimilation des radiances satellitaires nuageuses. Les zones nuageuses, particulièrement variables, donnent en effet tout leur intérêt aux nouveaux opérateurs d'observation développés dans cette étude. Enfin, ce travail pourra être étendu aux observations satellitaires micro-ondes en s'inspirant de l'étude de Kleespies (2009).

Références

- Auligné, T., A. P. McNally, and D. Dee, 2007: Adaptive bias correction for satellite data in a numerical weather prediction system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133(624)**, 631–642, doi:10.1002/qj.56.
- Aumann, H. H., M. T. Chahine, C. Gautier, M. D. Goldberg, E. Kalnay, L. M. McMillin, H. Revercomb, P. W. Rosenkranz, W. L. Smith, D. H. Staelin, L. L. Strow, and J. Susskind, 2003: AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE T. Geosci. Remote*, **41(2)**, 253–264, doi:10.1109/TGRS.2002.808356.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001: A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127(573)**, 869–886, doi:10.1002/qj.49712757309.
- Belamari, S., 2005: Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. MERSEA IP Deliverable D.4.1.2, 29p.
- Berre, L., 2000: Estimation of synoptic and mesoscale forecast error covariances in a limited area model. *Mon. Weather Rev.*, **128(3)**, 644–667.
- Berre, L., S. E. Stefanescu, and M. B. Pereira, 2006: The representation of the analysis effect in three error simulation techniques. *Tellus*, **58A(2)**, 196–209, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00165.x.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitations: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42(16)**, 1711–1732.
- Blumstein, D., 2005: IASI on METOP: on-ground calibration of the FM2 instrument. In *Pres. at 14th International TOVS Study Conference*, Beijing, China, 25-31 May 2005.
- Boudevillain, B., S. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, O. Nuissier, M. Plu, D. Ricard, P. Arbogast, A. Berne, J.-P. Chaboureaud, B. Chapon, F. Crépin, G. Delrieu, E. Doerflinger, B. M. Funatsu, P.-E. Kirstetter, F. Masson, K. Maynard, E. Richard, E. Sanchez, L. Terray, and A. Walpersdorf, 2009: Cyclogénèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **66**, 18–28.
- Bougeault, P. and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model. *Mon. Weather Rev.*, **117(8)**, 1872–1890.
- Bouttier, F., 2007: AROME, avenir de la prévision régionale. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **58**, 12–20.
- Bresson, E., V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard, and C. de Saint-Aubin, 2011: Idealized numerical study of Southern France Heavy Precipitating Events: identification of favouring ingredients. *Rédigé pour soumission au Q. J. Roy. Meteor. Soc.*.

- Bresson, R., D. Ricard, and V. Ducrocq, 2009: Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **103**, 45–55, doi:10.1007/s00703-008-0338-z.
- Brousseau, P., F. Bouttier, G. Hello, Y. Seity, C. Fischer, L. Berre, T. Montmerle, L. Auger, and S. Malardel, 2008: A prototype convective-scale data assimilation system for operation: the AROME-RUC. Technical Report n°68 on the SRNWP workshop on data assimilation, Hirlam, Norrköping, Sweden, 23-30.
- Browning, K. A. and F. H. Ludlam, 1960: Radar analysis of a hailstorm. Technical Note n°5, Dept. of Meteorology, Imperial College, London, UK, 109p.
- Bubnová, R., G. Hello, P. Bénard, and J.-F. Geleyn, 1995: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of the ARPEGE/ALADIN NWP system. *Mon. Weather Rev.*, **123**(2), 515–535.
- Buzzi, A. and N. Tartaglione, 1995: Meteorological modeling aspects of the Piedmont 1994 flood. Newsletter n°3, Mesoscale Alpine Program, Zürich, Switzerland, 27-28.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: role of orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.*, **126**(9), 2369–2383.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. *J. Atmos. Sci.*, **51**(14), 2046–2074.
- Cayla, F., 2001: L'interféromètre IASI, un nouveau sondeur satellitaire à haute résolution. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **32**, 23–39.
- Chalon, G., F. Cayla, and D. Diebel, 2001: IASI: an advanced sounder for operational meteorology. In *Proc. of 52nd Congress of IAF*, Toulouse, France, 1-5 Oct. 2001, 9p.
- Chappell, C. F., 1986: *Quasi-stationary convective events*. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P.S. Ray, Ed. Amer. Meteor. Soc., 289–310 (chapter 13).
- Chen, S.-H. and Y.-L. Lin, 2005: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **88**, 1–21, doi:10.1007/s00703-003-0047-6.
- Chu, C.-M. and Y.-L. Lin, 2000: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J. Atmos. Sci.*, **57**(23), 3817–3837.
- Collard, A., 2007: Selection of IASI channels for use in Numerical Weather Prediction. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**(629), 1977–1991, doi:10.1002/qj.178.
- Courtier, P., E. Andersson, W. Heckley, D. Vasiljevic, M. Hamrud, A. Hollingsworth, F. Rabier, M. Fisher, and J. Pailleux, 1998: The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). I: Formulation. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**(550), 1783–1807, doi:10.1002/qj.49712455002.
- Courtier, P., C. Freydier, F. Rabier, and M. Rochas, 1991: The ARPEGE Project at Météo-France. In *Proc. of ECMWF Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, Shinfield Park, Reading, UK, 9-13 Sept. 1991, vol. II, 193–231.

- Courtier, P., J.-N. Thépaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var using an incremental approach. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**(519), 1367–1387, doi:10.1002/qj.49712051912.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**(562), 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202.
- Davolio, S., D. Mastrangelo, M. M. Miglietta, O. Drofa, A. Buzzi, and P. Malguzzi, 2009: High resolution simulations of a flash flood near Venice. *Nat. Hazard Earth Sys.*, **9**(5), 1671–1678, doi:10.5194/nhess-9-1671-2009.
- Dee, D., 2004: Variational bias correction of radiance data in the ECMWF system. In *Proc. of ECMWF Workshop on Assimilation of high spectral resolution sounders in NWP*, Shinfield Park, Reading, UK, 28 June - 1 July 2004, 97–112.
- Delrieu, G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payraastre, E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, J.-D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-du-Châtelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf, and W. Wobrock, 2005: The catastrophic flash-flood event of 8-9 Septembre 2002 in the Gard region, France: a first case-study for the Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.*, **6**(1), 34–52.
- Desroziers, G., L. Berre, B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background, and analysis error statistics in observation space. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**(613), 3385–3396, doi:10.1256/qj.05.108.
- Dirmeyer, P. A. and K. L. Brubaker, 1999: Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *J. Geophys. Res.*, **104**(D16), 19383–19397, doi:10.1029/1999JD900222.
- Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, 2003: Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **42**, 18–23.
- Ducrocq, V., F. Bouttier, S. Malardel, T. Montmerle, and Y. Seity, 2005: Le projet AROME. *La Houille Blanche*, **2005-2**, 39–43.
- Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, and H. Giordani, 2004: L'évènement des 8-9 septembre 2002: situation météorologique et simulation à méso-échelle. *La Houille Blanche*, **6**, 86–92.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, and D. Ricard, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**(630), 131–145, doi:10.1002/qj.199.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, and F. Orain, 2002: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Weather Forecast.*, **17**(6), 1236–1256.
- Duffourg, F. and V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Nat. Hazard Earth Sys.*, **11**, 1163–1178, doi:10.5194/nhess-11-1163-2011.

- Duffourg, F., V. Ducrocq, N. Fourrié, G. Jaubert, and V. Guidard, 2010: Simulation of satellite infrared radiances for convective-scale data assimilation over the Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, **115**, D15107, doi:10.1029/2009JD012936.
- Durrán, D. R., 1989: Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**(11), 1453–1461.
- Edwards, D. P., 1992: GENLN2: a general line-by-line atmospheric transmittance and radiance model. Technical note NCAR/TN-367+STR, NCAR, Boulder, Colorado, USA, 157p.
- Elliott, D. A., P. T. S., and A. H. H., 2006: The impact of AIRS spatial response on channel-to-channel and multi-instrument data analyses. In *Proc. of SPIE Earth observing systems XI*, San Diego, California, USA, 14-16 Aug. 2006, vol. 6296, 9p.
- English, S. J., R. J. Renshaw, P. C. Dibben, A. J. Smith, P. J. Rayer, C. Poulsen, F. W. Saunders, and J. R. Eyre, 2000: A comparison of the impact of TOVS and ATOVS satellite sounding data on the accuracy of numerical weather forecasts. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**(569), 2911–2931, doi:10.1002/qj.49712656915.
- Eyre, J. R., 1989: Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation. I: Theory and simulation for TOVS. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**(489), 1001–1026, doi:10.1002/qj.49711548902.
- Fischer, C., T. Montmerle, L. Berre, L. Auger, and S. E. Stefanescu, 2005: An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather prediction system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**(613), 3477–3492, doi:10.1256/qj.05.115.
- Gal-Chen, T. and R. C. J. Somerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier–Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209–228, doi:10.1016/0021-9991(75)90037-6.
- Gheusi, F. and J. Stein, 2002: Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**(579), 337–360, doi:10.1256/00359000260498914.
- Giorgetti, J.-P., V. Jacq, R. Jourdan, J.-P. Palauqui, J.-C. Rivrain, F. Boeri, and A. Gauthier, 1994: Les pluies diluviennes et les inondations des 31 octobre et 1^{er} novembre 1993 en Corse: étude descriptive. *La Météorologie*, 8^{ème} série, **6**, 9–30.
- Guidard, V., C. Fischer, M. Nuret, and A. Dziedzic, 2006: Evaluation of the ALADIN 3D-Var with observations of the MAP campaign. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **92**, 161–173, doi:10.1007/s00703-005-0156-5.
- Hamadache, B., A. Terchi, and O. Brachemi, 2002: Study of the meteorological situation which affected the west and the centre of Algeria in general and Bab-El-Oued in particular on 10 November 2001. In *Proc. of 4th EGS Plinius Conference*, Mallorca, Spain, 2-4 Oct. 2002, 8p.
- Homar, V., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, J. A. García-Moya, and M. Alarcón, 1999: A case of convection development over the Western Mediterranean Sea: a study through numerical simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **71**, 169–188, doi:10.1007/s007030050054.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, and S. Alonso, 2002: Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over Eastern Spain: analysis of the synoptic-scale stationarity. *Ann. Geophys.*, **20**(12), 2047–2066, doi:10.5194/angeo-20-2047-2002.

- Houze, R., 1993: *Cloud dynamics*, International Geophysics series, vol. 53. Academic Press, 573 p.
- Houze, R. A., C. N. James, and S. Medina, 2001: Radar observations of precipitation and air-flow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998 and 1999. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**(578), 2537–2558, doi:10.1002/qj.49712757804.
- Jacq, V., 1994: Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur les régions Languedoc-Roussillon, PACA, et Corse. Période 1958-1994. Phénomènes remarquables n°3, Météo-France, Toulouse, France, 190 p.
- Jansa, A., A. Genoves, M. A. Picornell, J. Campins, R. Riosalido, and O. Carretero, 2001: Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol. Appl.*, **8**(1), 43–56, doi:10.1017/S1350482701001049.
- Kain, J.-S. and J.-M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: the kain–fritsch scheme. *Meteor. Mon.*, **46**, 165–170.
- Keil, C., H. Volkert, and D. Majewski, 1999: The Oder flood in July 1997: Transport routes of precipitable water diagnosed with an operational forecast model. *Geophys. Res. Lett.*, **26**(2), 235–238, doi:10.1029/1998GL900274.
- Kleespies, T. J., 2009: Microwave radiative transfer at the sub-field-of-view resolution. In *Proc. of 16th International ATOVS Study Conference*, Angra dos Reis, Brazil, 7-13 May 2008, 3p.
- Krichak, S. O. and P. Alpert, 1998: Role of large scale moist dynamics in November 1-5, 1994, hazardous Mediterranean weather. *J. Geophys. Res.*, **103**(D16), 19453–19468, doi:10.1029/98JD01710.
- Krichak, S. O., P. Alpert, and M. Dayan, 2004: The role of atmospheric processes associated with hurricane Olga in the December 2001 floods in Israel. *J. Hydrometeorol.*, **5**(6), 1259–1270.
- Lafore, J.-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vilà-Guerau de Arellano, 1998: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, **16**(1), 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6.
- Le Marshall, J., J. Jung, J. C. Derber, M. T. Chahine, R. Treadon, S. J. Lord, M. D. Goldberg, W. Wolf, H. C. Liu, J. Joiner, J. Woollen, R. Todling, P. van Delst, and Y. Tahara, 2006: Improving global analysis and forecasting with AIRS. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **87**(7), 891–894.
- Lin, Y.-L., S. C. Ting-An Wang, M. L. Kaplan, and R. P. WeglarzLin, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecast.*, **16**(6), 633–660.
- Liu, Z. Q. and F. Rabier, 2002: The interaction between model resolution, observation resolution and observation density in data assimilation: a one-dimensional study. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**(582), 1367–1386, doi:10.1256/003590002320373337.
- Lorenc, A. C., 1986: Analysis methods for Numerical Weather Prediction. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**(474), 1177–1194, doi:10.1002/qj.49711247414.
- Malardel, S., 2005: *Fondamentaux de météorologie*. Editions Cépaduès, 720 p. p.

- Mariotti, A. and M. V. Struglia, 2002: The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean Sea. *J. Climate*, **15**(13), 1674–1690.
- Massacand, A. C., H. Wernli, and H. C. Davies, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: an upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, **25**(9), 1435–1438, doi:10.1029/98GL50869.
- Masson, V., 2000: A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **94**(3), 357–397, doi:10.1023/A:1002463829265.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003: A global database of land surface parameters at 1km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, **16**(9), 1261–1282.
- McNally, A. P. and P. D. Watts, 2003: A cloud detection algorithm for high-spectral resolution infrared sounders. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**(595), 3411–3423, doi:10.1256/qj.02.208.
- Miglietta, M. M. and R. Rotunno, 2009: Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **66**(7), 1865–1885.
- Mironov, D., S. Golosov, E. Heise, E. Kourzeneva, B. Ritter, N. Scheider, and A. Terzhevik, 2005: Flake - A lake model for environmental applications. In *Proc. of 9th Workshop on Physical Processes in Natural Waters*, A. Folkard and I. Jones, Eds., Lancaster University, UK, 4-6 Sept. 2005, 73p.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**(D14), 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Montmerle, T., F. Rabier, and C. Fischer, 2007: Respective impact of polar orbiting and geostationary satellite observations in the Aladin/France NWP system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**(624), 655–671, doi:10.1002/qj.34.
- Morcrette, J.-J., 1991: Radiation and cloud radiative properties in the ECMWF operational weather forecast model. *J. Geophys. Res.*, **96**(D5), 9121–9132.
- Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Planet. Change*, **13**, 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, and D. Ricard, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. Part I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**(630), 111–130, doi:10.1002/qj.200.
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, and V. Ducrocq, 2011: A statistical downscaling to identify the Large Scale Circulation patterns associated with Heavy Precipitation Events over Southern France. *En révision mineure au Q. J. Roy. Meteor. Soc.*.
- Pagano, T. S., H. H. Aumann, S. L. Gaiser, and D. T. Gregorich, 2002: Early calibration results from the Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) on Aqua. In *Proc. SPIE's Third International Asia-Pacific Environmental Remote Sensing Symposium on Optical Remote Sensing of the Atmosphere and Clouds*, Hangzhou, China, 23-27 Oct. 2002, vol. 4891, 76–83, doi:10.1117/12.465869.

- Pagano, T. S., H. H. Aumann, D. E. Hagan, and K. Overoye, 2003: Prelaunch and in-flight radiometric calibration of the Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS). *IEEE T. Geosci. Remote*, **41**(2), 265–273, doi:10.1109/TGRS.2002.808324.
- Peñarrocha, D., M. J. Estrela, and M. Millán, 2002: Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: the Valencia region. *Int. J. Climatol.*, **22**(6), 677–695, doi:10.1002/joc.747.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreur, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale Numerical Weather Prediction. *Bound.-Lay. Meteorol.*, **132**(1), 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0.
- Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998: A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. In *Proc. of the Conference on Cloud Physics*, Amer. Meteorol. Soc: Boston, Everett, WA, USA, 17-21 Aug. 1998, 217–220.
- Rabier, F., H. Järvinen, E. Klinker, J.-F. Mahfouf, and A. Simmons, 2000: The ECMWF operational implementation of four-dimensional variational assimilation. I: Experimental results with simplified physics. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**(564), 1143–1170, doi:10.1002/qj.49712656415.
- Radnóti, G., R. Ajjaji, R. Bubnová, M. Caian, E. Cordoneanu, K. von der Emde, J.-D. Gril, J. Hoffman, A. Horányi, S. Issara, V. Ivanovici, M. Janousek, A. Joly, P. Le Moigne, and S. Malardel, 1995: The spectral limited area model ARPEGE-ALADIN. PWPR Report Series 7, WMO TD n°699, WMO, Genève, Suisse, 111-118.
- Ramis, C., R. Romero, V. Homar, S. Alonso, and M. Alarcón, 1998: Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in Catalonia (Spain). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **69**, 1–21.
- Reale, O., L. Feudale, and B. Turato, 2001: Evaporative moisture sources during a sequence of floods in the Mediterranean region. *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2085–2088, doi:10.1029/2000GL012379.
- Ricard, D., V. Ducrocq, and L. Auger, 2011: A climatology of mesoscale environment associated with Mediterranean Heavy Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean area. *Soumis au J. Appl. Meteorol. Clim.*.
- Rivrain, J.-C., 1997: Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France. Phénomènes remarquables n°4, Météo-France, Toulouse, 93 p.
- Romero, R., C. A. Doswell III, and C. Ramis, 2000: Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over Eastern Spain. *Mon. Weather Rev.*, **128**(11), 3731–3751.
- Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis, and S. Alonso, 1998a: A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study. *Int. J. Climatol.*, **18**(5), 541–560.
- Romero, R., C. Ramis, and S. Alonso, 1998b: Mesoscale model simulations of three Heavy Precipitating Events in the Western Mediterranean region. *Mon. Weather Rev.*, **126**(7), 1859–1881.

- Saunders, R. and P. Brunel, 2005: RTTOV_8_7 users guide. Technical report, NWP-SAF EUMET-SAT, 45p.
- Schär, C. and H. Wernli, 1993: Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**(509), 57–90, doi:10.1002/qj.49711950904.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bernard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France convective-scale operational model. *Accepté pour publication au Mon. Weather Rev.*, 15 p.
- Sherlock, V. J., 1999: ISEM-6: Infrared surface emissivity model for RTTOV-6. NWP Tech. Rep. n°287, MetOffice, Exeter, UK.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. Newsletter n°110, ECMWF, Reading, UK, 25-35.
- Smith, B. L., S. E. Yuter, P. J. Neiman, and D. E. Kingsmill, 2010: Water vapor fluxes and orographic precipitation over Northern California associated with a landfalling atmospheric river. *Mon. Weather Rev.*, **138**(1), 74–100.
- Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio, and S. Cosma, 2000: High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 203–221, doi:10.1007/s007030050016.
- Stohl, A. and P. James, 2004: A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation and demonstration for the August 2002 flooding in Central Europe. *J. Hydrometeorol.*, **5**(4), 656–678.
- Stohl, A. and P. Seibert, 1998: Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**(549), 1465–1484, doi:10.1002/qj.49712454907.
- Susskind, J., C. D. Barnett, and J. M. Blaisdell, 2003: Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. *IEEE T. Geosci. Remote*, **41**(2), 390–409, doi:10.1109/TGRS.2002.808236.
- Talagrand, O. and P. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. I: Theory. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**(478), 1311–1328, doi:10.1002/qj.49711347812.
- Turato, B., O. Reale, and F. Siccardi, 2004: Water vapor sources of the October 2000 Piedmont flood. *J. Hydrometeorol.*, **5**(4), 693–712.
- Uppala, S., D. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford, and A. Simmons, 2008: Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. Newsletter n°115, ECMWF, Reading, UK, 12-18.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Weather Rev.*, **110**(6), 504–520.

Annexe A

Carte du bassin méditerranéen

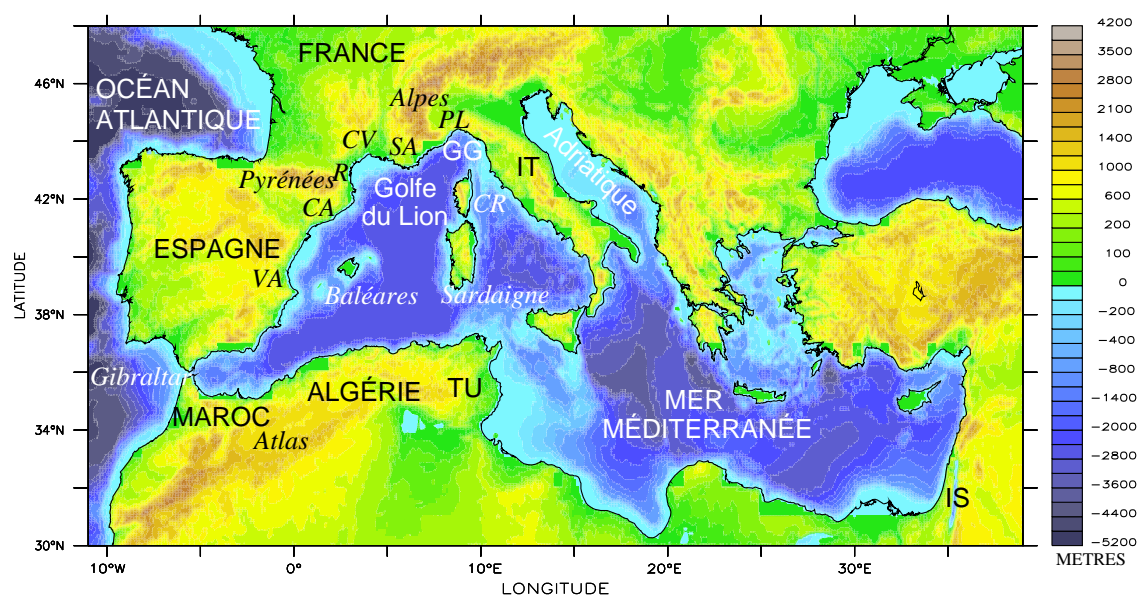


FIG. A.1 – Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen (échelle en m, en plages de couleurs).

Abbreviations utilisée dans la carte :

CA	Catalogne espagnole	IT	Italie
CR	Corse	PL	Piémont et Ligure
CV	Cévennes-Vivaraïs (Sud-Ouest du Massif Central)	R	Roussillon
GG	Golfe de Gênes	SA	Alpes du Sud
IS	Israël	TU	Tunisie
		VA	Région espagnole de Valence

Annexe B

Liste des canaux IASI et AIRS

Les tableaux suivants donnent la liste des canaux IASI et AIRS utilisés dans les centres opérationnels de prévision numérique du temps. Ils indiquent également quels canaux étaient assimilés opérationnellement début 2008 dans IFS au CEPMMT et mi-2010 dans AROME à Météo-France. Les canaux IASI grisés sont monitorés par le CEPMMT, mais ne sont pas extraits à Météo-France.

Abbréviations utilisées dans les tableaux :

Colonne «Altitude»

LTR	canal de basse troposphère
STR	canal stratosphérique
TPP	canal sondant la tropopause
UTR	canal de haute troposphère

Colonne «Sensibilité du canal»

CH ₄	canal sensible au méthane
F	canal fenêtre
O ₃	canal sensible à l’ozone
S	canal sensible à la réflexion du rayonnement solaire
SFC	canal surfacique
TLW	canal de la bande Temperature Long Wave
TSW	canal de la bande Temperature Short Wave
WV	canal de la bande vapeur d’eau

Colonne «Assimilé»

o	canal assimilé sur mer à Météo-France et au CEPMMT
o + T	canal assimilé sur mer et sur terre à Météo-France et sur mer au CEPMMT
/	canal assimilé au CEPMMT mais pas à Météo-France
MF	canal assimilé sur mer à Météo-France mais pas assimilé au CEPMMT
x	canal assimilé ni au CEPMMT, ni à Météo-France

B.1 Canaux IASI

Index de l'échantillon Météo-France	Numéro du canal	Nombre d'onde (cm ⁻¹)	Longueur d'onde (μm)	Altitude	Sensibilité du canal	Assimilé
1	16	648,75	15,414	STR	TLW	/
2	38	654,25	15,285	STR	TLW	/
3	49	657,00	15,221	STR	TLW	/
4	51	657,50	15,209	STR	TLW	/
5	55	658,50	15,186	STR	TLW	/
6	57	659,00	15,175	STR	TLW	/
7	59	659,50	15,163	STR	TLW	/
8	61	660,00	15,152	STR	TLW	/
9	63	660,50	15,140	STR	TLW	/
10	66	661,25	15,123	STR	TLW	/
11	70	662,25	15,100	STR	TLW	/
12	72	662,75	15,089	STR	TLW	/
13	74	663,25	15,077	STR	TLW	/
14	79	664,50	15,049	STR	TLW	/
15	81	665,00	15,038	STR	TLW	/
16	83	665,50	15,026	STR	TLW	/
17	85	666,00	15,015	STR	TLW	/
18	87	666,50	15,004	STR	TLW	/
19	89	667,00	14,993	STR	TLW	/
20	92	667,75	14,976	STR	TLW	x
21	95	668,50	14,959	STR	TLW	x
22	97	669,00	14,948	STR	TLW	x
23	99	669,50	14,937	STR	TLW	x
24	101	670,00	14,925	STR	TLW	/
25	104	670,75	14,909	STR	TLW	/
26	106	671,25	14,898	STR	TLW	/
27	109	672,00	14,881	STR	TLW	o + T
28	111	672,50	14,870	STR	TLW	/
29	113	673,00	14,859	STR	TLW	/
30	116	673,75	14,842	STR	TLW	o + T
31	119	674,50	14,826	STR	TLW	/
32	122	675,25	14,809	STR	TLW	o + T
33	125	676,00	14,793	STR	TLW	/
34	128	676,75	14,777	STR	TLW	o + T
35	131	677,50	14,760	STR	TLW	/
36	133	678,00	14,749	STR	TLW	/
37	135	678,50	14,738	STR	TLW	o + T
38	138	679,25	14,722	STR	TLW	/
39	141	680,00	14,706	STR	TLW	o + T
40	144	680,75	14,690	STR	TLW	/
41	146	681,25	14,679	STR	TLW	/
42	148	681,75	14,668	STR	TLW	o + T
43	151	682,50	14,652	STR	TLW	/
44	154	683,25	14,636	STR	TLW	o + T
45	157	684,00	14,620	STR	TLW	/
46	159	684,50	14,609	STR	TLW	o + T
47	161	685,00	14,599	STR	TLW	o + T
48	163	685,50	14,588	STR	TLW	/
	165	686,00	14,577		TLW	/
49	167	686,50	14,567	STR	TLW	o + T
50	170	687,25	14,551	STR	TLW	/
51	173	688,00	14,535	STR	TLW	o + T
52	176	688,75	14,519	STR	TLW	/

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
	178	689,25	14,509		TLW	/
53	179	689,50	14,503	STR	TLW	o + T
54	180	689,75	14,498	STR	TLW	o + T
	183	690,50	14,482		TLW	/
55	185	691,00	14,472	STR	TLW	o + T
56	187	691,50	14,461	STR	TLW	o + T
	189	692,00	14,451		TLW	/
	191	692,50	14,440		TLW	/
57	193	693,00	14,430	STR	TLW	o + T
	195	693,50	14,420		TLW	/
	197	694,00	14,409		TLW	/
58	199	694,50	14,399	STR	TLW	o + T
	201	695,00	14,388		TLW	/
	203	695,50	14,378		TLW	/
59	205	696,00	14,368	STR	TLW	o + T
60	207	696,50	14,358	STR	TLW	o + T
61	210	697,25	14,342	STR	TLW	o + T
62	212	697,75	14,332	TPP	TLW	o + T
63	214	698,25	14,322	STR	TLW	o + T
64	217	699,00	14,306	TPP	TLW	o + T
65	219	699,50	14,296	TPP	TLW	o + T
66	222	700,25	14,281	STR	TLW	o + T
67	224	700,75	14,270	TPP	TLW	o + T
68	226	701,25	14,260	TPP	TLW	o + T
	228	701,75	14,250		TLW	/
69	230	702,25	14,240	UTR	TLW	o + T
70	232	702,75	14,230	UTR	TLW	o + T
	234	703,25	14,220		TLW	/
71	236	703,75	14,210	UTR	TLW	o + T
72	239	704,50	14,194	UTR	TLW	o + T
	241	705,00	14,184		TLW	/
73	242	705,25	14,179	UTR	TLW	o + T
74	243	705,50	14,174	UTR	TLW	o + T
75	246	706,25	14,159	UTR	TLW	o + T
76	249	707,00	14,144	UTR	TLW	o + T
77	252	707,75	14,129	UTR	TLW	o + T
78	254	708,25	14,119	UTR	TLW	o + T
	256	708,75	14,109		TLW	/
	258	709,25	14,099		TLW	/
79	260	709,75	14,089	UTR	TLW	o + T
80	262	710,25	14,080	UTR	TLW	o + T
81	265	711,00	14,065	UTR	TLW	o
82	267	711,50	14,055	UTR	TLW	o + T
83	269	712,00	14,045	UTR	TLW	o + T
	271	712,50	14,035		TLW	/
	272	712,75	14,030		TLW	/
	273	713,00	14,025		TLW	/
84	275	713,50	14,015	UTR	TLW	o + T
	278	714,25	14,001		TLW	/
85	280	714,75	13,991	UTR	TLW	o + T
86	282	715,25	13,981	UTR	TLW	o + T
	284	715,75	13,971		TLW	/
	286	716,25	13,962		TLW	/
	288	716,75	13,952		TLW	/

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
	290	717,25	13,942		TLW	/
	292	717,75	13,932		TLW	/
87	294	718,25	13,923	UTR	TLW	o + T
88	296	718,75	13,913	UTR	TLW	o + T
89	299	719,50	13,899	STR	TLW	o + T
	301	720,00	13,889		TLW	/
90	303	720,50	13,879	STR	TLW	/
91	306	721,25	13,865	UTR	TLW	o + T
	308	721,75	13,855		TLW	/
	310	722,25	13,846		TLW	/
	312	722,75	13,836		TLW	/
	314	723,25	13,826		TLW	/
	316	723,75	13,817		TLW	/
	318	724,25	13,807		TLW	/
	320	724,75	13,798		TLW	/
92	323	725,50	13,784	UTR	TLW	o
	325	726,00	13,774		TLW	/
93	327	726,50	13,765	LTR	TLW	/
94	329	727,00	13,755	UTR	TLW	o
	331	727,50	13,746		TLW	/
	333	728,00	13,736		TLW	/
95	335	728,50	13,727	UTR	TLW	o
	337	729,00	13,717		TLW	x
	339	729,50	13,708		TLW	x
	341	730,00	13,699		TLW	/
	343	730,50	13,689		TLW	x
96	345	731,00	13,680	UTR	TLW	x
97	347	731,50	13,671	UTR	TLW	o
98	350	732,25	13,657	LTR	TLW	/
	352	732,75	13,647		TLW	/
99	354	733,25	13,638	UTR	TLW	o
100	356	733,75	13,629	LTR	TLW	/
	358	734,25	13,619		TLW	/
101	360	734,75	13,610	UTR	TLW	o
	362	735,25	13,601		TLW	/
	364	735,75	13,592		TLW	/
102	366	736,25	13,582	UTR	TLW	o
	369	737,00	13,569		TLW	/
103	371	737,50	13,559	UTR	TLW	/
104	373	738,00	13,550	UTR	TLW	o
105	375	738,50	13,541	LTR	TLW	/
106	377	739,00	13,532	UTR	TLW	/
107	379	739,50	13,523	UTR	TLW	o
108	381	740,00	13,514	LTR	TLW	o
109	383	740,50	13,504	UTR	TLW	x
110	386	741,25	13,491	UTR	TLW	o + T
111	389	742,00	13,477	UTR	TLW	o
112	398	744,25	13,436	LTR	TLW	x
113	401	745,00	13,423	LTR	TLW	x
114	404	745,75	13,409	LTR	TLW	/
115	407	746,50	13,396	LTR	TLW	/
116	410	747,25	13,382	LTR	TLW	/
117	414	748,25	13,365	UTR	TLW	o
118	416	748,75	13,356	LTR	TLW	/

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
119	426	751,25	13,311	LTR	TLW	o
120	428	751,75	13,302	LTR	TLW	/
121	432	752,75	13,285	LTR	TLW	/
122	434	753,25	13,276	LTR	TLW	/
123	439	754,50	13,254	LTR	TLW	x
124	445	756,00	13,228	LTR	TLW	/
125	457	759,00	13,175	LTR	TLW	/
126	515	773,50	12,928	SFC	TLW	o
127	546	781,25	12,800	SFC	TLW	/
128	552	782,75	12,775	SFC	TLW	/
129	559	784,50	12,747	LTR	TLW	x
130	566	786,25	12,719	SFC	TLW	/
131	571	787,50	12,698	SFC	TLW	/
132	573	788,00	12,690	SFC	TLW	/
133	646	806,25	12,403	SFC	F	/
134	662	810,25	12,342	SFC	F	/
135	668	811,75	12,319	SFC	F	/
136	756	833,75	11,994	SFC	F	/
137	867	861,50	11,608	SFC	F	/
138	906	871,25	11,478	LTR	F	x
139	921	875,00	11,429	SFC	F	/
140	1027	901,50	11,093	SFC	F	x
141	1046	906,25	11,034	SFC	F	x
	1090	917,25	10,902		F	x
142	1121	925,00	10,811	LTR	F	x
143	1133	928,00	10,776	SFC	F	x
144	1191	942,50	10,610	SFC	F	MF
145	1194	943,25	10,602	SFC	F	MF
146	1271	962,50	10,390	SFC	F	MF
147	1479	1014,50	9,857	LTR	O ₃	x
148	1509	1022,00	9,785	SFC	O ₃	x
149	1513	1023,00	9,775	SFC	O ₃	x
150	1521	1025,00	9,756	SFC	O ₃	x
151	1536	1028,75	9,721	SFC	O ₃	x
152	1574	1038,25	9,632	SFC	O ₃	x
	1578	1039,25	9,622		O ₃	x
153	1579	1039,50	9,620	STR	O ₃	x
154	1585	1041,00	9,606	STR	O ₃	x
155	1587	1041,50	9,602	STR	O ₃	x
156	1626	1051,25	9,512	SFC	O ₃	x
157	1639	1054,50	9,483	SFC	O ₃	x
158	1643	1055,50	9,474	LTR	O ₃	x
159	1652	1057,75	9,454	SFC	O ₃	x
160	1658	1059,25	9,441	SFC	O ₃	x
161	1671	1062,50	9,412	SFC	O ₃	x
162	1786	1091,25	9,164	LTR	F	x
163	1805	1096,00	9,124	SFC	F	x
164	1884	1115,75	8,963	SFC	F	x
	1946	1131,25	8,840		F	x
165	1991	1142,50	8,753	SFC	F	x

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
166	2019	1149,50	8,699	LTR	F	x
167	2094	1168,25	8,560	SFC	F	x
168	2119	1174,50	8,514	UTR	CH ₄	x
169	2213	1198,00	8,347	LTR	CH ₄	x
170	2239	1204,50	8,302	SFC	CH ₄	x
171	2245	1206,00	8,292	LTR	CH ₄	x
172	2271	1212,50	8,247	LTR	WV	x
173	2321	1225,00	8,163	UTR	WV	x
174	2398	1244,25	8,037	UTR	WV	x
175	2701	1320,00	7,576	UTR	WV	MF
176	2741	1330,00	7,519	UTR	WV	x
	2745	1331,00	7,513	UTR	WV	x
177	2819	1349,50	7,410	UTR	WV	MF
178	2889	1367,00	7,315	LTR	WV	x
179	2907	1371,50	7,291	LTR	WV	x
180	2910	1372,25	7,287	UTR	WV	MF
181	2919	1374,50	7,275	UTR	WV	x
182	2939	1379,50	7,249	UTR	WV	x
183	2944	1380,75	7,242	LTR	WV	x
184	2948	1381,75	7,237	LTR	WV	x
185	2951	1382,50	7,233	LTR	WV	x
186	2958	1384,25	7,224	LTR	WV	x
187	2977	1389,00	7,199	UTR	WV	x
188	2985	1391,00	7,189	UTR	WV	x
189	2988	1391,75	7,185	UTR	WV	x
190	2991	1392,50	7,181	UTR	WV	MF
191	2993	1393,00	7,179	UTR	WV	MF
192	3002	1395,25	7,167	UTR	WV	MF
193	3008	1396,75	7,159	UTR	WV	MF
194	3014	1398,25	7,152	UTR	WV	MF
195	3027	1401,50	7,135	UTR	WV	MF
196	3029	1402,00	7,133	UTR	WV	x
197	3036	1403,75	7,124	UTR	WV	x
198	3047	1406,50	7,110	UTR	WV	x
199	3049	1407,00	7,107	UTR	WV	x
200	3053	1408,00	7,102	LTR	WV	x
201	3058	1409,25	7,096	LTR	WV	x
202	3064	1410,75	7,088	LTR	WV	x
203	3069	1412,00	7,082	UTR	WV	x
204	3087	1416,50	7,060	UTR	WV	x
205	3093	1418,00	7,052	UTR	WV	x
206	3098	1419,25	7,046	TPP	WV	x
207	3105	1421,00	7,037	UTR	WV	x
208	3107	1421,50	7,035	UTR	WV	x
209	3110	1422,25	7,031	UTR	WV	x
210	3127	1426,50	7,010	UTR	WV	x
211	3136	1428,75	6,999	UTR	WV	x
212	3151	1432,50	6,981	UTR	WV	x
213	3160	1434,75	6,970	UTR	WV	x
214	3165	1436,00	6,964	UTR	WV	x
215	3168	1436,75	6,960	STR	WV	x
216	3175	1438,50	6,952	UTR	WV	x
217	3178	1439,25	6,948	UTR	WV	x

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
218	3207	1446,50	6,913	UTR	WV	x
219	3228	1451,75	6,888	UTR	WV	x
220	3244	1455,75	6,869	UTR	WV	x
221	3248	1456,75	6,865	STR	WV	x
222	3252	1457,75	6,860	UTR	WV	x
223	3256	1458,75	6,855	UTR	WV	x
224	3263	1460,50	6,847	UTR	WV	x
225	3281	1465,00	6,826	TPP	WV	x
226	3303	1470,50	6,800	UTR	WV	x
227	3309	1472,00	6,793	TPP	WV	x
228	3312	1472,75	6,790	UTR	WV	x
229	3322	1475,25	6,779	UTR	WV	x
230	3339	1479,50	6,759	UTR	WV	x
231	3375	1488,50	6,718	UTR	WV	x
232	3378	1489,25	6,715	UTR	WV	x
233	3411	1497,50	6,678	UTR	WV	x
234	3438	1504,25	6,648	UTR	WV	x
235	3440	1504,75	6,646	UTR	WV	x
236	3442	1505,25	6,643	TPP	WV	x
237	3444	1505,75	6,641	STR	WV	x
238	3446	1506,25	6,639	TPP	WV	x
239	3448	1506,75	6,637	STR	WV	x
240	3450	1507,25	6,635	STR	WV	x
241	3452	1507,75	6,632	UTR	WV	x
242	3454	1508,25	6,630	UTR	WV	x
243	3458	1509,25	6,626	UTR	WV	x
244	3467	1511,50	6,616	UTR	WV	x
245	3476	1513,75	6,606	UTR	WV	x
246	3484	1515,75	6,597	UTR	WV	x
247	3491	1517,50	6,590	TPP	WV	x
248	3497	1519,00	6,583	UTR	WV	x
249	3499	1519,50	6,581	UTR	WV	x
250	3504	1520,75	6,576	UTR	WV	x
251	3506	1521,25	6,574	STR	WV	x
252	3509	1522,00	6,570	UTR	WV	x
253	3518	1524,25	6,561	UTR	WV	x
254	3522	1525,25	6,556	UTR	WV	x
255	3527	1526,50	6,551	UTR	WV	x
256	3540	1529,75	6,537	UTR	WV	x
257	3555	1533,50	6,521	UTR	WV	x
258	3575	1538,50	6,500	TPP	WV	x
259	3577	1539,00	6,498	STR	WV	x
260	3580	1539,75	6,495	TPP	WV	x
261	3582	1540,25	6,492	STR	WV	x
262	3586	1541,25	6,488	UTR	WV	x
263	3589	1542,00	6,485	STR	WV	x
264	3599	1544,50	6,475	UTR	WV	x
	3645	1556,00	6,427	UTR	WV	x
265	3653	1558,00	6,418	STR	WV	x
266	3658	1559,25	6,413	TPP	WV	x
267	3661	1560,00	6,410	STR	WV	x
268	3943	1630,50	6,133	UTR	WV	x
269	4032	1652,75	6,051	UTR	WV	x
270	5130	1927,25	5,189	LTR	WV	x

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
271	5368	1986,75	5,033	LTR	WV	x
272	5371	1987,50	5,031	LTR	WV	x
273	5379	1989,50	5,026	LTR	WV	x
274	5381	1990,00	5,025	LTR	WV	x
275	5383	1990,50	5,024	LTR	WV	x
276	5397	1994,00	5,015	LTR	WV	x
277	5399	1994,50	5,014	LTR	WV	x
278	5401	1995,00	5,013	LTR	WV	x
279	5403	1995,50	5,011	LTR	WV	x
280	5405	1996,00	5,010	LTR	WV	x
281	5455	2008,50	4,979	LTR	TSW	x
282	5480	2014,75	4,963	LTR	TSW	x
283	5483	2015,50	4,962	LTR	TSW	x
284	5485	2016,00	4,960	LTR	TSW	x
285	5492	2017,75	4,956	LTR	TSW	x
286	5502	2020,25	4,950	LTR	TSW	x
287	5507	2021,50	4,947	LTR	TSW	x
288	5509	2022,00	4,946	LTR	TSW	x
289	5517	2024,00	4,941	LTR	TSW	x
290	5558	2034,25	4,916	LTR	TSW	x
291	5988	2141,75	4,669	SFC	TSW	x
292	5992	2142,75	4,667	SFC	TSW	x
293	5994	2143,25	4,666	SFC	TSW	x
294	6003	2145,50	4,661	LTR	TSW	x
295	6350	2232,25	4,480	UTR	TSW	x
	6458	2259,25	4,426		S	x
296	6463	2260,50	4,424	TPP	S	x
297	6601	2295,00	4,357	STR	S	x
298	6962	2385,25	4,192	UTR	S	x
	6978	2389,25	4,185		S	x
299	6980	2389,75	4,185	UTR	S	x
300	6982	2390,25	4,184	UTR	S	x
301	6985	2391,00	4,182	UTR	S	x
302	6987	2391,50	4,181	LTR	S	x
303	6989	2392,00	4,181	LTR	S	x
304	6991	2392,50	4,180	LTR	S	x
305	6993	2393,00	4,179	LTR	S	x
306	6995	2393,50	4,178	LTR	S	x
307	6997	2394,00	4,177	LTR	S	x
	7001	2395,00	4,175			x
308	7267	2461,50	4,063	SFC	S	x
309	7269	2462,00	4,062	SFC	S	x
	7389	2492,00	4,013			x
310	7424	2500,75	3,999	SFC	S	x
311	7426	2501,25	3,998	SFC	S	x
312	7428	2501,75	3,997	SFC	S	x
313	7885	2616,00	3,823	SFC	F	x
314	8007	2646,50	3,779	SFC	F	x

B.2 Canaux AIRS

Index de l'échantillon Météo-France	Numéro du canal	Nombre d'onde (cm ⁻¹)	Longueur d'onde (μm)	Altitude	Sensibilité du canal	Assimilé
1	1	649.61	15.394	STR	TLW	x
2	6	650.81	15.366	STR	TLW	x
3	7	651.05	15.360	TPP	TLW	o
4	10	651.77	15.343	STR	TLW	x
5	11	652.01	15.337	STR	TLW	x
6	15	652.97	15.315	STR	TLW	o
7	16	653.21	15.309	STR	TLW	x
8	17	653.45	15.303	STR	TLW	x
9	20	654.17	15.286	STR	TLW	o
10	21	654.42	15.281	STR	TLW	o
11	22	654.66	15.275	STR	TLW	o
12	24	655.14	15.264	STR	TLW	x
13	27	655.87	15.247	STR	TLW	o
14	28	656.12	15.241	STR	TLW	o
15	30	656.60	15.230	STR	TLW	x
16	36	658.07	15.196	STR	TLW	x
17	39	658.81	15.179	STR	TLW	x
18	40	659.05	15.173	STR	TLW	o
19	42	659.54	15.162	STR	TLW	x
20	51	661.77	15.111	STR	TLW	x
21	52	662.02	15.105	STR	TLW	o
22	54	662.51	15.094	STR	TLW	x
23	55	662.76	15.088	STR	TLW	x
24	56	663.01	15.083	STR	TLW	x
25	59	663.76	15.066	STR	TLW	x
26	62	664.51	15.049	STR	TLW	x
27	63	664.76	15.043	STR	TLW	x
28	68	666.01	15.015	STR	TLW	x
29	69	666.26	15.009	STR	TLW	o
30	71	666.77	14.998	STR	TLW	x
31	72	667.02	14.992	STR	TLW	/
32	73	667.27	14.986	STR	TLW	x
33	74	667.52	14.981	STR	TLW	x
34	75	667.78	14.975	STR	TLW	x
35	76	668.03	14.969	STR	TLW	x
36	77	668.28	14.964	STR	TLW	x
37	78	668.53	14.958	STR	TLW	x
38	79	668.79	14.952	STR	TLW	x
39	80	669.04	14.947	STR	TLW	x
40	82	669.55	14.935	STR	TLW	x
41	83	669.80	14.930	STR	TLW	x
42	84	670.06	14.924	STR	TLW	x
43	86	670.57	14.913	STR	TLW	x
44	92	672.10	14.879	STR	TLW	o
45	93	672.36	14.873	STR	TLW	o
46	98	673.64	14.845	STR	TLW	o
47	99	673.90	14.839	STR	TLW	o
48	101	674.41	14.828	STR	TLW	x
49	104	675.19	14.811	STR	TLW	o
50	105	675.45	14.805	STR	TLW	o
51	108	676.23	14.788	STR	TLW	x
52	110	676.74	14.777	STR	TLW	o
53	111	677.01	14.771	STR	TLW	o
54	113	677.53	14.760	STR	TLW	x

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
55	116	678.31	14.743	STR	TLW	o
56	117	678.57	14.737	STR	TLW	o
57	123	680.14	14.703	STR	TLW	/
58	124	680.40	14.697	STR	TLW	x
59	128	681.46	14.674	STR	TLW	/
60	129	681.72	14.669	STR	TLW	/
61	138	689.49	14.503	TPP	TLW	o
62	139	689.76	14.498	TPP	TLW	o
63	144	691.12	14.469	TPP	TLW	o
64	145	691.39	14.464	TPP	TLW	o
65	150	692.76	14.435	TPP	TLW	o
66	151	693.03	14.429	TPP	TLW	o
67	156	694.40	14.401	TPP	TLW	o
68	157	694.67	14.395	TPP	TLW	o
69	159	695.22	14.384	STR	TLW	x
70	162	696.05	14.367	TPP	TLW	o
71	165	696.88	14.350	STR	TLW	x
72	168	697.71	14.333	TPP	TLW	o
73	169	697.99	14.327	TPP	TLW	o
74	170	698.27	14.321	TPP	TLW	x
75	172	698.82	14.310	TPP	TLW	o
76	173	699.10	14.304	UTR	TLW	o
77	174	699.38	14.298	UTR	TLW	o
78	175	699.66	14.293	TPP	TLW	/
79	177	700.22	14.281	TPP	TLW	x
80	179	700.78	14.270	UTR	TLW	o
81	180	701.06	14.264	UTR	TLW	o
82	182	701.62	14.253	TPP	TLW	x
83	185	702.46	14.236	UTR	TLW	o
84	186	702.74	14.230	UTR	TLW	o
85	190	703.87	14.207	UTR	TLW	o
86	192	704.44	14.196	UTR	TLW	o
87	193	704.72	14.190	UTR	TLW	o
88	198	706.14	14.162	UTR	TLW	o
89	201	706.99	14.144	UTR	TLW	o
90	204	707.85	14.127	UTR	TLW	o
91	207	708.71	14.110	UTR	TLW	o
92	210	709.57	14.093	UTR	TLW	o
93	213	710.43	14.076	UTR	TLW	o
94	215	711.01	14.065	UTR	TLW	o
95	216	711.29	14.059	UTR	TLW	o
96	218	711.87	14.047	UTR	TLW	o
97	221	712.74	14.030	UTR	TLW	/
98	224	713.61	14.013	UTR	TLW	o
99	226	714.19	14.002	LTR	TLW	/
100	227	714.48	13.996	LTR	TLW	/
101	232	715.94	13.968	LTR	TLW	/
102	239	717.99	13.928	UTR	TLW	o
103	248	720.65	13.876	STR	TLW	x
104	250	721.24	13.865	UTR	TLW	o
105	251	721.54	13.859	UTR	TLW	o
106	252	721.84	13.854	LTR	TLW	/
107	253	722.14	13.848	LTR	TLW	/
108	256	723.03	13.831	LTR	TLW	/
109	257	723.33	13.825	LTR	TLW	/

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
110	261	724.52	13.802	LTR	TLW	/
111	262	724.82	13.796	LTR	TLW	/
112	267	726.33	13.768	LTR	TLW	/
113	272	727.83	13.739	LTR	TLW	/
114	295	734.15	13.621	LTR	TLW	/
115	299	735.38	13.598	LTR	TLW	/
116	300	735.69	13.593	LTR	TLW	x
117	305	737.24	13.564	LTR	TLW	/
118	308	738.17	13.547	LTR	TLW	/
119	309	738.48	13.541	LTR	TLW	/
120	310	738.79	13.536	LTR	TLW	/
121	318	741.29	13.490	UTR	TLW	x
122	321	742.23	13.473	UTR	TLW	x
123	325	743.48	13.450	LTR	TLW	/
124	333	746.01	13.405	LTR	TLW	/
125	338	747.60	13.376	LTR	TLW	/
126	355	753.06	13.279	LTR	TLW	/
127	362	755.33	13.239	LTR	TLW	/
128	375	759.57	13.165	SFC	TLW	/
129	453	793.17	12.608	SFC	F	/
130	475	801.10	12.483	SFC	F	/
131	484	804.39	12.432	SFC	F	/
132	497	809.18	12.358	SFC	F	/
133	528	820.83	12.183	SFC	F	/
134	587	843.91	11.850	SFC	F	/
135	672	871.29	11.477	LTR	F	/
136	787	917.31	10.901	SFC	F	/
137	791	918.75	10.884	SFC	F	/
138	843	937.91	10.662	SFC	F	/
139	870	948.18	10.546	LTR	F	/
140	914	965.43	10.358	SFC	F	x
141	950	979.13	10.213	SFC	F	x
142	1003	1001.38	9.986	SFC	O ₃	x
143	1012	1005.26	9.948	SFC	O ₃	x
144	1019	1008.30	9.918	SFC	O ₃	x
145	1024	1010.48	9.896	SFC	O ₃	x
146	1030	1013.11	9.871	SFC	O ₃	x
147	1038	1016.64	9.836	SFC	O ₃	x
148	1048	1021.08	9.794	SFC	O ₃	x
149	1069	1030.53	9.704	SFC	O ₃	x
150	1079	1035.09	9.661	LTR	O ₃	x
151	1082	1036.46	9.648	UTR	O ₃	x
152	1083	1036.92	9.644	UTR	O ₃	x
153	1088	1039.23	9.623	UTR	O ₃	x
154	1090	1040.15	9.614	UTR	O ₃	x
155	1092	1041.08	9.605	UTR	O ₃	x
156	1095	1042.47	9.593	SFC	O ₃	x
157	1104	1056.10	9.469	UTR	O ₃	x
158	1111	1059.44	9.439	SFC	O ₃	x
159	1115	1061.36	9.422	LTR	O ₃	x
160	1116	1061.84	9.418	SFC	O ₃	x

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
161	1119	1063.29	9.405	SFC	O ₃	x
162	1120	1063.77	9.401	SFC	O ₃	x
163	1123	1065.21	9.388	SFC	O ₃	x
164	1130	1068.61	9.358	SFC	O ₃	x
165	1138	1072.52	9.324	SFC	O ₃	x
166	1142	1074.48	9.307	LTR	O ₃	x
167	1178	1092.45	9.154	SFC	F	x
168	1199	1103.20	9.065	SFC	F	x
169	1206	1106.83	9.035	LTR	F	x
170	1221	1114.67	8.971	SFC	F	x
171	1237	1123.16	8.903	SFC	F	x
172	1252	1131.23	8.840	SFC	F	x
173	1260	1135.57	8.806	LTR	F	x
174	1263	1216.97	8.217	SFC	WV	x
175	1266	1218.50	8.207	LTR	WV	x
176	1278	1224.62	8.166	LTR	WV	x
177	1285	1228.22	8.142	SFC	WV	x
178	1290	1230.81	8.125	SFC	WV	x
179	1301	1236.54	8.087	LTR	WV	/
180	1304	1238.11	8.077	SFC	WV	x
181	1329	1251.36	7.991	LTR	WV	/
182	1371	1285.47	7.779	LTR	WV	/
183	1382	1291.71	7.742	LTR	WV	/
184	1400	1302.04	7.680	UTR	WV	x
185	1401	1302.61	7.677	UTR	WV	x
186	1402	1303.19	7.673	UTR	WV	x
187	1403	1303.77	7.670	UTR	WV	x
188	1415	1310.77	7.629	LTR	WV	/
189	1424	1316.06	7.598	LTR	WV	/
190	1449	1330.98	7.513	LTR	WV	/
191	1455	1334.60	7.493	LTR	WV	/
192	1466	1339.69	7.464	UTR	WV	/
193	1471	1342.24	7.450	LTR	WV	/
194	1477	1345.31	7.433	LTR	WV	/
195	1479	1346.34	7.428	LTR	WV	/
196	1488	1350.99	7.402	LTR	WV	/
197	1500	1357.24	7.368	LTR	WV	/
198	1519	1367.25	7.314	LTR	WV	/
199	1520	1367.79	7.311	LTR	WV	/
200	1538	1377.43	7.260	LTR	WV	/
201	1545	1381.21	7.240	LTR	WV	/
202	1565	1392.15	7.183	LTR	WV	/
203	1574	1397.14	7.158	UTR	WV	/
204	1583	1402.15	7.132	LTR	WV	/
205	1593	1407.77	7.103	LTR	WV	/
206	1614	1419.72	7.044	UTR	WV	x
207	1627	1427.23	7.007	LTR	WV	/
208	1636	1432.47	6.981	UTR	WV	/
209	1644	1437.16	6.958	UTR	WV	x
210	1652	1441.89	6.935	LTR	WV	/
211	1669	1468.83	6.808	UTR	WV	/
212	1674	1471.91	6.794	UTR	WV	x
213	1681	1476.25	6.774	UTR	WV	x
214	1694	1484.37	6.737	UTR	WV	/

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
215	1708	1493.21	6.697	UTR	WV	/
216	1717	1498.96	6.671	UTR	WV	x
217	1723	1502.81	6.654	UTR	WV	/
218	1740	1513.83	6.606	UTR	WV	/
219	1748	1519.07	6.583	UTR	WV	/
220	1751	1521.05	6.574	UTR	WV	x
221	1756	1524.35	6.560	UTR	WV	/
222	1763	1542.45	6.483	UTR	WV	x
223	1766	1544.48	6.475	UTR	WV	/
224	1771	1547.88	6.460	UTR	WV	/
225	1777	1551.98	6.443	UTR	WV	/
226	1780	1554.04	6.435	UTR	WV	x
227	1783	1556.10	6.426	UTR	WV	/
228	1794	1563.71	6.395	UTR	WV	/
229	1800	1567.89	6.378	UTR	WV	/
230	1803	1569.99	6.369	UTR	WV	x
231	1806	1572.09	6.361	UTR	WV	/
232	1812	1576.32	6.344	UTR	WV	x
233	1826	1586.26	6.304	UTR	WV	/
234	1843	1598.49	6.256	LTR	WV	/
235	1852	1605.05	6.230	UTR	WV	x
236	1865	2181.49	4.584	LTR	TSW	/
237	1866	2182.40	4.582	SFC	TSW	/
238	1867	2183.31	4.580	SFC	TSW	x
239	1868	2184.21	4.578	LTR	TSW	/
240	1869	2185.12	4.576	LTR	TSW	/
241	1872	2187.85	4.571	LTR	TSW	/
242	1873	2188.76	4.569	SFC	TSW	/
243	1875	2190.58	4.565	SFC	TSW	/
244	1876	2191.50	4.563	SFC	TSW	/
245	1877	2192.41	4.561	SFC	TSW	/
246	1881	2196.07	4.554	LTR	TSW	/
247	1882	2196.99	4.552	LTR	TSW	/
248	1883	2197.91	4.550	LTR	TSW	x
249	1884	2198.83	4.548	LTR	TSW	x
250	1897	2210.85	4.523	UTR	TSW	/
251	1901	2214.57	4.516	UTR	TSW	/
252	1911	2223.94	4.497	LTR	TSW	/
253	1917	2229.59	4.485	UTR	TSW	/
254	1918	2230.54	4.483	UTR	TSW	/
255	1921	2233.38	4.478	UTR	TSW	/
256	1923	2235.27	4.474	UTR	TSW	/
257	1924	2236.23	4.472	UTR	TSW	/
258	1928	2240.03	4.464	UTR	TSW	/
259	1937	2248.65	4.447	UTR	S	x
260	1938	2249.61	4.445	UTR	S	x
261	1939	2250.57	4.443	UTR	S	x
262	1941	2252.50	4.440	UTR	S	x
263	1946	2257.33	4.430	UTR	S	x
264	1947	2258.29	4.428	TPP	S	x
265	1948	2259.26	4.426	TPP	S	x
266	1958	2269.00	4.407	TPP	S	x
267	1971	2281.78	4.383	TPP	S	x
268	1973	2283.76	4.379	TPP	S	x
269	1988	2298.70	4.350	TPP	S	x

ANNEXE B. LISTE DES CANAUX IASI ET AIRS

Index (suite)	Numéro (suite)	Nombre d'onde (suite)	Longueur d'onde (suite)	Altitude (suite)	Sensibilité (suite)	Assimilé (suite)
270	1995	2305.74	4.337	STR	S	x
271	2084	2363.98	4.230	STR	S	x
272	2085	2364.94	4.228	STR	S	x
273	2097	2376.49	4.208	STR	S	x
274	2098	2377.46	4.206	STR	S	x
275	2099	2378.43	4.204	STR	S	x
276	2100	2379.40	4.203	STR	S	x
277	2101	2380.36	4.201	TPP	S	x
278	2103	2382.31	4.198	TPP	S	x
279	2104	2383.28	4.196	TPP	S	x
280	2106	2385.23	4.192	UTR	S	x
281	2107	2386.20	4.191	UTR	S	x
282	2108	2387.18	4.189	UTR	S	x
283	2109	2388.15	4.187	UTR	S	x
284	2110	2389.13	4.186	UTR	S	x
285	2111	2390.11	4.184	UTR	S	x
286	2112	2391.09	4.182	LTR	S	x
287	2113	2392.07	4.180	LTR	S	x
288	2114	2393.05	4.179	LTR	S	x
289	2115	2394.03	4.177	LTR	S	x
290	2116	2395.01	4.175	LTR	S	x
291	2117	2396.00	4.174	LTR	S	x
292	2118	2396.98	4.172	LTR	S	x
293	2119	2397.96	4.170	LTR	S	x
294	2120	2398.95	4.168	SFC	S	x
295	2121	2399.94	4.167	SFC	S	x
296	2122	2400.92	4.165	SFC	S	x
297	2123	2401.91	4.163	SFC	S	x
298	2128	2406.86	4.155	SFC	S	x
299	2134	2412.83	4.145	SFC	S	x
300	2141	2419.83	4.133	SFC	S	x
301	2145	2446.19	4.088	SFC	S	x
302	2149	2450.30	4.081	SFC	S	x
303	2153	2454.41	4.074	SFC	S	x
304	2164	2465.80	4.055	SFC	S	x
305	2189	2492.08	4.013	SFC	S	x
306	2197	2500.60	3.999	SFC	S	x
307	2209	2513.49	3.979	SFC	S	x
308	2226	2531.98	3.949	SFC	F	x
309	2234	2540.77	3.936	SFC	F	x
310	2280	2561.13	3.905	SFC	F	x
311	2318	2600.50	3.845	SFC	F	x
312	2321	2603.66	3.841	SFC	F	x
313	2325	2607.89	3.835	SFC	F	x
314	2328	2611.07	3.830	SFC	F	x
315	2333	2616.38	3.822	SFC	F	x
316	2339	2622.79	3.813	SFC	F	x
317	2348	2632.47	3.799	SFC	F	x
318	2353	2637.87	3.791	LTR	F	x
319	2355	2640.04	3.788	SFC	F	x
320	2357	2642.21	3.785	SFC	F	x
321	2363	2648.75	3.775	SFC	F	x
322	2370	2656.42	3.764	SFC	F	x
323	2371	2657.52	3.763	SFC	F	x
324	2377	2664.14	3.754	SFC	F	x

Liste des variables

Première partie

g	constante de gravitation terrestre (9.80665 m/s)
R_a	constante des gaz parfaits pour l'air sec (287 J/kg/K)
CAPE	Convective Available Potential Energy : énergie potentielle convective disponible (en J/kg)
CIN	Convective INhibition : inhibition convective (en J/kg)
E	flux d'évaporation (en kg/m ² /s)
γ	tourbillon horizontal (en 1/s)
N	stabilité statique (en 1/s)
P	pression (hPa)
P_i	précipitations instantannées (en mm/s)
P_{acc}	précipitations cumulées (en mm)
PW	Precipitable Water : eau précipitable (en kg/m ²) - définition dans la section 2.5.3
q_v	humidité spécifique = rapport de la masse de vapeur d'eau sur la masse d'air humide (en kg/kg)
q_c	contenu spécifique en eau nuageuse (en kg/kg)
q_r	contenu spécifique en gouttelettes de pluie (en kg/kg)
q_i	contenu spécifique en cristaux de glace (en kg/kg)
q_s	contenu spécifique en neige (en kg/kg)
q_g	contenu spécifique en graupel (en kg/kg)
q_{tot}	contenu spécifique total en vapeur d'eau et en hydrométéores (en kg/kg)
q_{sat}	humidité spécifique à saturation (en kg/kg)
\mathbf{Q}_{3000}	vecteur flux horizontal d'humidité intégré verticalement sur 3 km (en kg/m/s)
Q_n	flux horizontal de vapeur d'eau et d'hydrométéores normal à une surface verticale et intégré sur la verticale (en kg/m/s)

LISTE DES VARIABLES

ρ_{air}	masse volumique de l'air humide (en kg/m ³)
ρ_w	masse volumique de l'eau (1000 kg/m ³)
r_v	rapport de mélange de la vapeur d'eau = rapport de la masse de vapeur d'eau sur la masse d'air sec (en kg/kg)
r_w	rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation (en kg/kg)
\vec{s}	vecteur cisaillement vertical du vent horizontal (en m/s)
S	stockage d'eau précipitable (en kg)
T	température (en K ou °C)
T_s	température de surface de la mer (en K ou °C)
T_v	température virtuelle (en K ou °C)
θ_v	température potentielle virtuelle (en K)
U	module du vent horizontal (en m/s)
\mathbf{v}	vecteur vent tridimensionnel (en m/s)
\mathbf{v}_h ou \vec{u}	vecteur vent horizontal (en m/s)
v_n	vent horizontal normal à une surface (en m/s)
w	vitesse verticale (en m/s)
$\mathbf{X}_0 = (X_0, Y_0, Z_0)$	vecteur des coordonnées cartésiennes de la position initiale
$\mathbf{x} = (x, y, z)$	vecteur des coordonnées cartésiennes

Deuxième partie

c	vitesse de la lumière (2.99792×10^8 m/s)
h	constante de Planck (6.626×10^{-34} J.s)
k	constante de Boltzmann (1.38×10^{-23} J/K)
B	matrice de covariance des erreurs d'ébauche
$B_\lambda(T)$	radiance - ou luminance - émise (puissance rayonnée) par un corps noir à la température T et dans la longueur d'onde λ (en W/m ² /sr/m)
d	vecteur innovation
δ	épaisseur optique (sans unité)
ε_λ	émissivité dans la longueur d'onde λ (sans unité)
ε_b	vecteur d'erreur d'ébauche
ε_o	vecteur d'erreur d'observation
H	opérateur d'observation
J	fonction de coût
λ	longueur d'onde (en μm)
L_λ	radiance - ou luminance - (puissance du rayonnement) dans la longueur d'onde λ (en W/m ² /sr/m)
n	nombre d'onde (en cm ⁻¹) : $n = 1/\lambda$
R	matrice de covariance des erreurs d'observation
σ_b	variance de l'erreur d'ébauche
σ_o	variance de l'erreur d'observation
T	température (en K)
T_b	température de brillance (en K)
T_s	température de surface (en K)
τ_λ	transmittance du rayonnement dans la longueur d'onde λ (sans unité)
x	vecteur d'état de l'atmosphère
$\delta\mathbf{x}$	vecteur incrément d'analyse
\mathbf{x}_a	vecteur d'état de l'analyse
\mathbf{x}_b	vecteur d'état de l'ébauche
\mathbf{x}_t	vecteur d'état vrai de l'état réel de l'atmosphère
y	vecteur d'observation

Glossaire

3D-Var	Assimilation variationnelle tri-dimensionnelle
4D-Var	Assimilation variationnelle quadri-dimensionnelle
- A -	
AIRS	Atmospheric InfraRed Sounder : instrument du satellite américain Aqua sondant l'atmosphère dans l'infrarouge
ALADIN	Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational : modèle local de PNT à maille fine opérationnel à Météo-France
AMV	Atmospheric Motion Vectors : vents déduits du mouvement des nuages observés depuis les satellites géostationnaires
AROME	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle : dernier modèle local de PNT à maille très fine opérationnel à Météo-France
ARPEGE	Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle : modèle global de PNT opérationnel à Météo-France
ASL	altitude Above Sea Level : altitude au-dessus du niveau de la mer
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder : sondeur vertical opérationnel TIROS avancé
- C -	
CAPE	Convective Available Potential Energy : énergie potentielle convective disponible
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CIN	Convective INhibition : inhibition convective
CMS	Centre de Météorologie Spatiale
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS/Météo-France)
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
CV	Cévennes-Vivarais (cf. localisation sur la carte A.1, p. 151)

- E -

ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts (CEPMMT en français)
ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates : paramétrisation pour le calcul des flux de surface sur mer
EDMF	Eddy Diffusivity Mass Flux : type de schéma pour la convection peu profonde
ESA	European Space Agency : agence spatiale européenne
EUMETSAT	EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites : organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques

- F -

FOV	Field of View : champ de vue d'un instrument satellitaire
-----	---

- G -

GAME	Groupe d'étude de l'Atmosphère MEtéorologique (Unité de recherche associée 1357 CNRS/Météo-France)
GPS	Global Positioning System

- H -

HIRS	High-resolution Infra-Red Sounder : instrument des satellites américains NOAA-POES sondant l'atmosphère dans l'infrarouge
HPE	Heavy Precipitating Event : évènement fortement précipitant
HYMEX	HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment : campagne expérimentale d'étude du cycle hydrologique en région méditerranéenne

- I -

IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer : interféromètre du satellite européen MetOp sondant l'atmosphère dans l'infrarouge
IFOV	Instantaneous Field Of View : champ de vue instantané d'un instrument satellitaire
IFS	Integrated Forecast System : modèle opérationnel du CEPMMT
ISBA	Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere : schéma de surface paramétrant les échanges sol-végétation-atmosphère

- J -

JPL	Jet Propulsion Laboratory : un laboratoire de la NASA.
-----	--

- L -

LFC	Level of Free Convection : niveau de convection libre
LNB	Level of Neutral Buoyancy : niveau de flottabilité neutre

- M -

MCS	Mesoscale Convective System : système convectif de méso-échelle
MESO-NH	Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
METEOSAT	Satellites météorologiques géostationnaires européens
MSG	METEOSAT Seconde Génération
MVIRI	Meteosat Visible and InfraRed Imager

- N -

NASA	National Aeronautics and Space Administration : administration américaine de l'aéronautique et du spatial
NCEP	National Centers for Environmental Prediction : centres de prévision météorologique américains
NEDT	Noise Equivalent Differential Temperature : différence de température (de brillance) équivalente au bruit instrumental
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service : service national américain des données et informations satellitaires pour l'environnement
NOAA	National Oceanic and Atmosphere Administration : administration nationale américaine pour l'océan et l'atmosphère

- P -

PNT	Prévision Numérique du Temps
POES	Polar Operational Environmental Satellites : satellites polaires opérationnels américains pour l'environnement
PW	Precipitable Water : eau précipitable

- R -

R	Roussillon (cf. localisation sur la carte A.1, p. 151)
RRTM	Rapid Radiation Transfer Model : paramétrisation du rayonnement développée au CEPMMT
RTM	Radiative Transfer Model : modèle de transfert radiatif
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS : modèle de transfert radiatif pour les instruments TOVS

- S -

SA	South-Alps : Alpes du Sud (cf. localisation sur la carte A.1, p. 151)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager : imageur des satellites européens MSG
SOP	Special Observing Period : période d'observation intensive lors d'une campagne de mesures
SST	Sea Surface Temperature : température de surface de la mer
SURFEX	SURFace EXternalisée : modèle de surface

- T -

TEB	Town Energy Balance : schéma de surface pour la ville
TIROS	Television InfraRed Observation Satellite : observation satellite télédétectée dans l'infrarouge
TKE	Turbulent Kinetic Energy : énergie cinétique turbulente
TLW	Temperature Long-Wave
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder : sondeur vertical opérationnel TIROS
TSW	Temperature Short-Wave

- W -

WV	Water Vapour : vapeur d'eau
----	-----------------------------

- Z -

ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale
------	-------------------------------------

Liste des figures

1	Nombre de jours entre 1979 et 2008 avec un cumul quotidien de précipitations supérieur à 200 mm par département	2
2	Localisation des maxima de précipitations des épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006	3
3	Distribution mensuelle des épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006	4
1.1	Image infrarouge du système de grande échelle du 01/12/2003 à 15 UTC .	11
1.2	Analyse synoptique du 1 ^{er} décembre 2003 à 12 UTC	12
1.3	Cycle de vie d'une cellule convective isolée	14
1.4	Représentation schématique d'un système convectif multicellulaire	15
1.5	Interaction entre la plage froide sous orage et le cisaillement vertical du vent horizontal	15
1.6	Déplacement d'un système multicellulaire	16
1.7	Images infrarouge et radar du système en V du 20/10/2008 à 13 UTC . . .	17
1.8	Schéma récapitulatif des ingrédients participant au développement et à l'entretien des MCS méditerranéens	20
1.9	Schéma récapitulatif de l'impact des divers processus de soulèvement sur la localisation des systèmes précipitants dans le Sud-Est de la France . . .	22
2.1	Principe de l'étude du flux d'alimentation par rétro-trajectoires multi-échelles	29
2.2	Domaines des simulations HRA2.5 et RAI	32
2.3	Organisation temporelle des simulations HRA2.5 et RAI	33
2.4	Émagramme d'un radiosondage	35
2.5	Principe de construction d'une rétro-trajectoire	37
2.6	Termes de l'équation du bilan en eau	38
3.1	Rétro-trajectoires et évolution du flux d'évaporation et du rapport de mélange en vapeur d'eau pour le cas du 12 août 2008	62
3.2	Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 21 oct. 2008	64
3.3	Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 01 nov. 2008	65
3.4	Similaire à la figure 3.1 mais pour le cas du 18 sept. 2009	66
4.1	Domaines d'intégration des bilans en eau pour les 5 cas d'étude	70
4.2	Évolution temporelle des bilans en eau globaux évalués sur toute la hauteur de l'atmosphère	72

4.3	Représentation schématique pour le cas du 01 nov. 2008 de l'estimation de la durée de résidence dans le domaine de calcul du bilan de la masse d'air alimentant les systèmes précipitants	74
4.4	Évolution temporelle des bilans en eau évalués sur la couche 0-1500 m pour les cas des 12 août 2008 et 21 oct. 2008	75
4.5	Similaire à la figure 4.4 mais pour les cas des 01 nov. 2008, 18 sept. 2009 et 26 déc. 2008	76
4.6	Évolution temporelle du stockage d'eau précipitable	80
5.1	Composite par localisation géographique des rétro-trajectoires à fine échelle de l'alimentation des 10 épisodes de pluies intenses étudiés	82
5.2	Schémas conceptuels de l'alimentation en humidité des systèmes méditerranéens fortement précipitants sur le Sud-Est de la France	83
6.1	Représentation schématique d'une orbite héliosynchrone	88
6.2	Couverture spatiale de l'instrument AIRS	88
6.3	AIRS et IASI à bord des satellites Aqua et MetOp-A	89
6.4	Principe de mesure de AIRS	90
6.5	Bruit instrumental de AIRS en termes de NEdT à 250 K	91
6.6	Principe de mesure de IASI	92
6.7	Bruit instrumental de IASI en termes de NEdT à 280 K	93
6.8	Géométrie de la mesure AIRS	94
6.9	Géométrie de la mesure IASI	94
6.10	Géométrie de la visée IASI	95
6.11	Bilan radiatif annuel moyen du système Terre-atmosphère	96
8.1	Orographie du domaine AROME	108
8.2	Schéma du cycle d'assimilation du 3D-Var AROME	109
9.1	Schéma récapitulatif des agrégations des points de grille modèle effectuées par les différents opérateurs d'observation	136
A.1	Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen	151

Liste des tableaux

1	Exemples d'épisodes de pluies intenses sur le Nord-Ouest du bassin méditerranéen	2
2.1	Liste des épisodes de pluies intenses sélectionnés pour l'étude	34
4.1	Contributions relatives des différentes sources d'humidité	78
4.2	Flux d'évaporation moyens sur l'Ouest de la Méditerranée	79
6.1	Caractéristiques des orbites des satellites Aqua et MetOp	89
6.2	Caractéristiques géométriques des instruments AIRS et IASI	95

Origin and transport of the moisture feeding the Mediterranean Heavy Precipitating Events : characterization and mesoscale assimilation of infrared satellite radiances

AUTHOR: Fanny DUFFOURG

ABSTRACT:

This PhD work aimed at improving the understanding and forecasting of Mediterranean Heavy Precipitating Events (HPEs). This purpose was pursued focusing on two main issues.

Firstly, we addressed the question of the origin and transport of the moisture feeding the heavy precipitating systems. Based on a set of 10 HPEs, several moisture sources were identified and their contribution was characterized. The main trajectories of the moisture transport from these remote sources and over the Mediterranean Sea were determined.

The second issue investigated in this work is about the improvement of the description in convective-scale numerical weather prediction models of the moisture supply to HPEs. More realistic observation operators were designed for the assimilation of infrared satellite radiances. They improved the simulation of model-equivalent radiances in the water vapor spectral band by filtering out the fine-scale humidity gradients having a smaller size than the observation resolution.

KEYWORDS : Heavy Precipitating Events, moisture supply, convective-scale simulations, data assimilation, observation operator, infrared satellite radiances.

Sources et transports d'humidité pour les évènements de pluies intenses en région méditerranéenne : caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges

Doctorat de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Soutenu le vendredi 17 décembre 2010 à Météo-France, Toulouse, France.

AUTEUR :

Fanny DUFFOURG

DIRECTRICE DE THÈSE :

Véronique DUCROCQ

CO-DIRECTRICE DE THÈSE :

Nadia FOURRIÉ

RÉSUMÉ :

Ce travail de thèse vise à progresser dans la compréhension et la prévision des épisodes de pluies intenses en région méditerranéenne. Cet objectif a été poursuivi sous deux angles.

Nous avons tout d'abord documenté les propriétés de l'alimentation en vapeur d'eau des systèmes fortement précipitants méditerranéens en identifiant son origine et les caractéristiques de son transport à l'aide de simulations de mésoéchelle. Sur un ensemble de 10 épisodes, diverses sources d'humidité ont été identifiées et leur contribution respective caractérisée. Les trajectoires privilégiées du transport d'humidité depuis les sources extérieures lointaines et au-dessus de la Méditerranée ont été déterminées.

Nous avons ensuite cherché à améliorer la description de l'humidité dans les modèles de prévision numérique du temps à échelle convective en proposant de nouveaux opérateurs d'observation plus réalistes pour l'assimilation des radiances satellitaires infrarouges. Cela a permis d'améliorer la simulation des équivalents-modèle de ces mesures dans la bande spectrale vapeur d'eau en filtrant les gradients d'humidité de fine échelle.

MOTS-CLÉS : évènements de pluies intenses, transport d'humidité, simulations à mésoéchelle, assimilation de données, opérateur d'observation, radiances satellitaires infrarouges.

DISCIPLINE :

Physique de l'atmosphère - assimilation de données

UNITÉ DE RECHERCHE :

Centre National de Recherches Météorologiques -
Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique
Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse cedex 1, France